

École doctorale n°398 :  
Géosciences et Ressources Naturelles

**Doctorat ParisTech**

**T H È S E**

pour obtenir le grade de docteur délivré par

**l'École nationale supérieure des mines de Paris**

**Spécialité « Hydrologie et Hydrogéologie Quantitatives »**

*présentée et soutenue publiquement par*

**Charlotte Thierion**

le 27 septembre 2011

**Modélisation du fonctionnement de l'aquifère alluvial du fossé  
rhénan supérieur et vulnérabilité sous l'impact du changement  
climatique.**

Directeur de thèse : **Emmanuel LEDOUX**  
Co-directeur de thèse : **Florence HABETS**

**Jury**

**José Miguel SANCHEZ-PEREZ**, Directeur de recherche, Université Toulouse III  
**Serge BROUYERE**, Premier assistant, Université de Liège  
**Nathalie DÖRFLIGER**, BRGM, Orléans  
**Philippe ACKERER**, Directeur de recherche, Université de Strasbourg  
**Bertrand DECHARME**, Météo-France, Toulouse  
**Philippe ELSASS**, BRGM, Orléans

Rapporteur  
Rapporteur  
Examineur  
Examineur  
Invité  
Invité

**MINES ParisTech**  
**Centre de Géosciences**  
35 Rue St-Honoré, 77305 FONTAINEBLEAU

**T  
H  
È  
S  
E**





# Table des matières

<b>Introduction</b>	<b>1</b>
<b>1 Contexte de l'étude</b>	<b>3</b>
1.1 L'hydrosystème du fossé rhénan supérieur . . . . .	3
1.1.1 Contexte géographique et géologique . . . . .	3
1.1.2 Aspects climatiques . . . . .	9
1.1.3 L'aquifère alluvial du Rhin supérieur . . . . .	11
1.2 La modélisation hydrogéologique . . . . .	16
1.2.1 Modélisation de l'écoulement souterrain . . . . .	16
1.2.2 Modélisation de l'écoulement de surface . . . . .	18
1.2.3 Modèles couplés . . . . .	19
1.2.4 Calibration et incertitudes . . . . .	21
1.3 Modélisation hydrogéologique du fossé rhénan supérieur . . . . .	23
<b>2 Construction d'un modèle de l'hydrosystème du fossé rhénan supérieur</b>	<b>25</b>
2.1 Le modèle couplé MODCOU . . . . .	26
2.1.1 Dicitéisation du domaine d'étude . . . . .	27
2.1.2 Module de surface . . . . .	27
2.1.3 Module souterrain . . . . .	30
2.1.4 Modélisation des interactions . . . . .	31
2.2 Mise en œuvre sur le bassin du Rhin supérieur . . . . .	32
2.2.1 Réseau hydrographique et maillage de surface . . . . .	33
2.2.2 Définition du domaine souterrain . . . . .	36
2.2.3 Forçages météorologiques . . . . .	38
2.2.4 Simulation du stock de neige . . . . .	44
2.2.5 Zone non saturée . . . . .	46
2.3 Calibration du module de bilan hydrique . . . . .	47
2.3.1 Définition des fonctions de production . . . . .	48
2.3.2 Méthode de calibration . . . . .	49
2.4 Simulations couplées en temps présent . . . . .	56
2.4.1 Paramètres hydrodynamiques . . . . .	56
2.4.2 Conditions aux limites transitoires . . . . .	58
2.4.3 Modifications de l'algorithme de calcul des échanges nappe-rivières . . . . .	64
2.4.4 Estimation du fonctionnement de l'aquifère et analyse de sensibilité du modèle aux paramètres . . . . .	66
2.5 Présentation des chroniques hydrométriques et piézométriques simulées . . . . .	96
2.6 Conclusions . . . . .	96
<b>3 Application à l'impact du changement climatique</b>	<b>99</b>
3.1 Scénarios et modèles climatiques . . . . .	100
3.1.1 Scénarios d'émissions de gaz à effet de serre et aérosols . . . . .	100
3.1.2 Modèles climatiques globaux . . . . .	101
3.1.3 Régionalisation des simulations climatiques . . . . .	102

---

3.2	Impacts hydrologiques du changement climatique . . . . .	104
3.2.1	Etudes d'impact sur les hydrosystèmes . . . . .	104
3.2.2	Etudes sur le bassin transnational du Rhin . . . . .	105
3.3	Impacts simulés sur les variables météorologiques à l'échelle régionale . . . . .	107
3.4	Application du modèle MODCOU . . . . .	115
3.4.1	Prise en compte de l'évolution des débits du Rhin à Bâle . . . . .	115
3.4.2	Mise en œuvre des simulations . . . . .	116
3.4.3	Autres évolutions environnementales . . . . .	117
3.5	Impacts simulés sur l'hydrosystème du fossé rhénan supérieur . . . . .	117
3.5.1	Impacts sur les bilans hydriques en surface . . . . .	118
3.5.2	Impacts sur les débits des cours d'eau . . . . .	120
3.5.3	Impacts sur les niveaux piézométriques . . . . .	125
3.5.4	Impacts sur les bilans de l'aquifère . . . . .	132
3.6	Analyse des incertitudes sur la recharge de l'aquifère . . . . .	134
3.7	Conclusions . . . . .	138
<b>Conclusion générale</b>		<b>141</b>
<b>Bibliographie</b>		<b>145</b>
<b>Remerciements</b>		<b>155</b>
<b>A Résultats des simulations</b>		<b>157</b>
A.1	Débits des cours d'eau sur les bassins montagneux . . . . .	157
A.2	Débits des cours d'eau dans la plaine alluviale . . . . .	171
A.3	Piézométrie de la nappe alluviale . . . . .	180

# Introduction

La recherche portant sur la modélisation des systèmes hydrogéologiques continentaux a trouvé une application ces dernières années dans le cadre d'études d'impacts du changement climatique. Ces impacts risquent en effet d'être nombreux, comme le soulignent les travaux du GIEC, dont un groupe de travail est dédié à l'étude des impacts, de l'adaptation et de la vulnérabilité au réchauffement climatique. Ils sont de plus cruciaux à connaître et anticiper pour les sociétés humaines, dans le but de s'y adapter le mieux possible, mais aussi de juguler leurs conséquences.

Les impacts hydrologiques attendus peuvent affecter la disponibilité de la ressource en eau, ainsi que sa qualité, paramètre important pour la consommation d'eau potable et les écosystèmes. Mais les impacts économiques de l'évolution des systèmes hydrologiques sont plus larges, celle-ci pouvant affecter la navigation dans certains secteurs comme le bassin du Rhin, ou l'agriculture, fortement dépendante des ressources en eau.

Les conséquences du réchauffement climatique sur le régime hydrologique du Rhin sont étudiées depuis les premiers travaux du GIEC, et des changements importants semblent devoir se produire, notamment en raison de la forte composante nivo-glaciaire de ce régime dans les conditions actuelles.

Le bassin du Rhin Supérieur entre Bâle et Lauterbourg ne fournit qu'une faible partie du débit du Rhin, mais il est le siège d'une ressource en eau très importante contenue dans les alluvions déposées par le fleuve au cours du Quaternaire. Cette ressource est importante du point de vue de l'alimentation en eau potable, mais aussi pour l'agriculture et pour les écosystèmes naturels. Prévoir son évolution future est donc primordial pour anticiper les pressions à venir et adapter les usages qui en sont fait. Dans ce contexte la modélisation est le seul outil permettant de projeter quels pourront être les impacts dans le futur de modifications environnementales actuelles.

La première de ces modifications, connue avec une confiance élevée, est l'augmentation des concentrations en gaz à effet de serre dans l'atmosphère, qui a été mesurée au cours du 20<sup>ème</sup> siècle, et dont les conséquences sur la température globale ont été prévues avant d'être mesurées. Les conséquences de cette modification d'origine anthropique sur le climat sont anticipées grâce à des modèles climatiques globaux, constamment en cours de perfectionnement, mais dont les résultats sont cependant entachés de fortes incertitudes en raison des nombreux phénomènes non linéaires et rétroactions régissant l'évolution climatique.

Les incertitudes sont également un sujet largement étudié en modélisation hydrogéologique, un domaine où la complexité des systèmes naturels a engendré un nombre très important de représentations différentes, basées sur des concepts variés de l'écoulement de l'eau à la surface des continents.

L'estimation des impacts du changement climatique sur l'hydrosystème du fossé rhénan supérieur et des incertitudes associées constitue l'un des principaux objectifs du projet Vulnar, dans le cadre duquel s'est d'abord inscrite cette thèse. Cette estimation était également importante dans le cadre du projet Explore 2070 du Ministère de l'Environnement, qui a pour objectif d'évaluer des stratégies d'adaptation au changement climatique à l'horizon 2070, sur l'ensemble du territoire français.

Dans ce contexte, et en gardant à l'esprit les limitations de la modélisation, ce travail de

thèse vise à construire un modèle hydrogéologique couplé surface-souterrain du bassin franco-allemand du Rhin supérieur, en s'appuyant sur les importantes bases de données disponibles sur l'aquifère alluvial du fossé rhénan. Ce modèle doit permettre d'améliorer l'estimation des flux provenant des massifs montagneux et alimentant l'hydrosystème de la plaine, qui représentent la source principale des écoulements régionaux, mais sont encore mal connus à l'actuel.

Un tel outil de modélisation distribuée spatialement, basé sur la compréhension des processus clés dans la redistribution spatiale et temporelle des précipitations, doit permettre d'estimer les conséquences hydrogéologiques de modifications des variables météorologiques, et est donc adapté à l'étude des impacts du changement climatique, par le biais d'une chaîne de modélisation intégrant les modifications projetées du climat.

Le premier chapitre de ce mémoire consiste en une synthèse bibliographique concernant le bassin du Rhin supérieur, où sont résumés les principaux résultats des travaux sur lesquels nous nous sommes basés pour la compréhension et la simulation du fonctionnement de cet hydrosystème. Une courte synthèse bibliographique concernant la modélisation hydrogéologique est également présentée, dans le but de situer ce travail par rapport aux progrès récents de cette discipline scientifique.

Le second chapitre présente le travail réalisé pour construire une application sur le bassin du Rhin supérieur à l'aide du modèle hydrogéologique couplé MODCOU. Certaines améliorations ont dû être apportées au logiciel de modélisation pour la prise en compte de tous les processus pertinents. De plus un travail de vérification et correction a été mené sur les données météorologiques en collaboration avec Météo-France. Les résultats sur les tests de sensibilité aux paramètres du modèle sont présentés à travers un article soumis pour publication dans une revue scientifique.

Le troisième chapitre présente les résultats de l'application de cet outil de modélisation hydrogéologique à l'étude des impacts du changement climatique sur la ressource en eau. Dans une première partie on introduit les composantes générales d'une étude d'impact, puis une revue des études récentes sur des bassins français et plusieurs systèmes aquifères est présentée. Les évolutions projetées pour le futur des variables météorologiques dans le bassin du Rhin supérieur sont résumées, puis on présente les impacts simulés sur le bilan hydrique, les débits, la piézométrie et les bilans de l'aquifère.

En conclusion, après avoir rappelé les principaux résultats de l'étude, nous établirons quelles sont les perspectives d'application de ces travaux, et les pistes de recherches futures concernant l'hydrosystème rhénan et les impacts hydrologiques de l'évolution climatique.

# Contexte de l'étude

## Sommaire

<b>1.1 L'hydrosystème du fossé rhénan supérieur . . . . .</b>	<b>3</b>
1.1.1 Contexte géographique et géologique . . . . .	3
1.1.1.1 Caractéristiques du bassin du Rhin . . . . .	4
1.1.1.2 Le fossé rhénan, structure tectonique d'effondrement . . . . .	4
1.1.1.3 Le bassin franco-allemand du Rhin supérieur . . . . .	7
1.1.2 Aspects climatiques . . . . .	9
1.1.2.1 Distribution des précipitations . . . . .	9
1.1.2.2 Evapotranspiration potentielle et réelle . . . . .	11
1.1.2.3 Importance du couvert neigeux . . . . .	11
1.1.3 L'aquifère alluvial du Rhin supérieur . . . . .	11
1.1.3.1 Caractéristiques des dépôts sédimentaires . . . . .	11
1.1.3.2 Importances des relations avec les rivières . . . . .	12
1.1.3.3 Estimation du fonctionnement de l'aquifère . . . . .	14
<b>1.2 La modélisation hydrogéologique . . . . .</b>	<b>16</b>
1.2.1 Modélisation de l'écoulement souterrain . . . . .	16
1.2.1.1 Loi de Darcy . . . . .	16
1.2.1.2 Equation de diffusivité . . . . .	16
1.2.1.3 Méthodes de résolution numérique . . . . .	17
1.2.2 Modélisation de l'écoulement de surface . . . . .	18
1.2.2.1 Composantes du bilan en eau en surface . . . . .	18
1.2.2.2 Ecoulement en rivières . . . . .	19
1.2.3 Modèles couplés . . . . .	19
1.2.3.1 Rôle de la zone non saturée . . . . .	19
1.2.3.2 Echanges nappe-rivières . . . . .	19
1.2.3.3 Infiltration du ruissellement . . . . .	21
1.2.4 Calibration et incertitudes . . . . .	21
1.2.4.1 Rôle de la calibration des modèles hydro(géo)logiques . . . . .	21
1.2.4.2 Problème de non-unicité des paramètres (équifinalité) . . . . .	22
1.2.4.3 Choix de la fonction objectif / critères de performance des modèles . . . . .	22
1.2.4.4 Incertitudes résultantes . . . . .	23
<b>1.3 Modélisation hydrogéologique du fossé rhénan supérieur . . . . .</b>	<b>23</b>

## 1.1 L'hydrosystème du fossé rhénan supérieur

### 1.1.1 Contexte géographique et géologique

Le fonctionnement d'un hydrosystème est toujours dépendant de paramètres physiographiques découlant de la structure géographique et géologique régionale. Cette partie a donc

pour but de présenter quelques aspects clés de la géographie et de la géologie de la partie franco-allemande du bassin du Rhin, qui nous permettent d'appréhender les processus influant sur l'aquifère et le réseau hydrographique.

Nous présentons également quelques aspects clés du bassin international du Rhin, qui s'étend sur six pays de la Suisse aux Pays Bas. Ces aspects seront particulièrement importants dans le cadre de l'étude des impacts du changement climatique sur la partie du bassin étudiée. En effet les impacts du changement climatique sont fortement interconnectés entre les différentes parties du bassin du Rhin.

#### 1.1.1.1 Caractéristiques du bassin du Rhin

Le bassin du Rhin est composé de plusieurs unités bien distinctes du point de vue géographique, géologique et climatique (CHR, 1977; Disse et Engel, 2001). Le Rhin lui-même mesure 1325 km, ce qui en fait le fleuve le plus long d'Europe occidentale. Son bassin versant atteint plus de 4000 m d'altitude dans les Alpes Suisses. La superficie totale du bassin du Rhin représente 185000 km<sup>2</sup> (cf. figure 1.1), dont environ 400 km<sup>2</sup> de glaciers dans sa partie alpine (CHR, 1977). Son débit moyen à Cologne est de 2060 m<sup>3</sup>/s sur la période 1891-1998 (Disse et Engel, 2001).

La première partie du bassin correspond au Rhin alpin. Ensuite on parle du haut Rhin, entre le Lac de Constance et Bâle, puis du Rhin supérieur de Bâle à Mayence. Le Rhin moyen s'écoule dans le massif schisteux rhénan en Allemagne, entre Mayence et Cologne. De Cologne au delta du Rhin, on parle du Rhin inférieur. Sur la première partie du cours du Rhin, le régime hydrologique est fortement marqué par la fonte des neiges et les débits maximum ont donc lieu en été (cf. figure 1.2). L'influence océanique se fait déjà sentir sur le cours du Rhin supérieur avec des amplitudes moins marquées entre le minimum hivernal et le maximum estival. C'est seulement sur le cours du Rhin moyen que l'influence océanique devient prépondérante avec des débits hivernaux devenant supérieurs aux débits estivaux. La faible variabilité intra-annuelle de ses débits liée à ce régime mixte a fait du Rhin une voie navigable de très grande importance économique, depuis son embouchure aux Pays Bas jusqu'à Bâle en Suisse.

Une autre fonction économique du Rhin est la production d'électricité grâce notamment aux dix centrales hydroélectriques construites sur le cours du Rhin supérieur au 20<sup>ème</sup> siècle.

Le bassin du Rhin supérieur est caractérisé par un aquifère alluvial d'extension régionale, issu de l'histoire géologique de cette zone.

#### 1.1.1.2 Le fossé rhénan, structure tectonique d'effondrement

La formation de la structure tectonique du fossé rhénan supérieur a débuté il y a 40 Ma avec l'amorce d'un processus de rifting continental au cours duquel l'étirement de la lithosphère a conduit à l'effondrement d'un bloc central, délimité à l'Est et à l'Ouest par des failles normales, et au soulèvement des deux blocs adjacents, le massif de la Forêt Noire à l'Est et les Vosges à l'Ouest (Illies, 1977; Villemin et al., 1986). Au cours des différentes phases de l'effondrement, du milieu de l'Eocène jusqu'à la période actuelle, la sédimentation marine, lacustre et enfin fluviale a déposé des matériaux dont la puissance totale est plurikilométrique (cf. figure 1.3). Au contraire les blocs surélevés de part et d'autre du fossé ont été fortement érodés, ne laissant à l'affleurement que des sédiments anciens et des roches cristallines et métamorphiques. Les compartiments effondré et surélevés sont séparés par une zone de transition où se trouvent des blocs basculés de roches sédimentaires d'âges variés, ainsi que des conglomérats issus de l'érosion des zones surélevées.

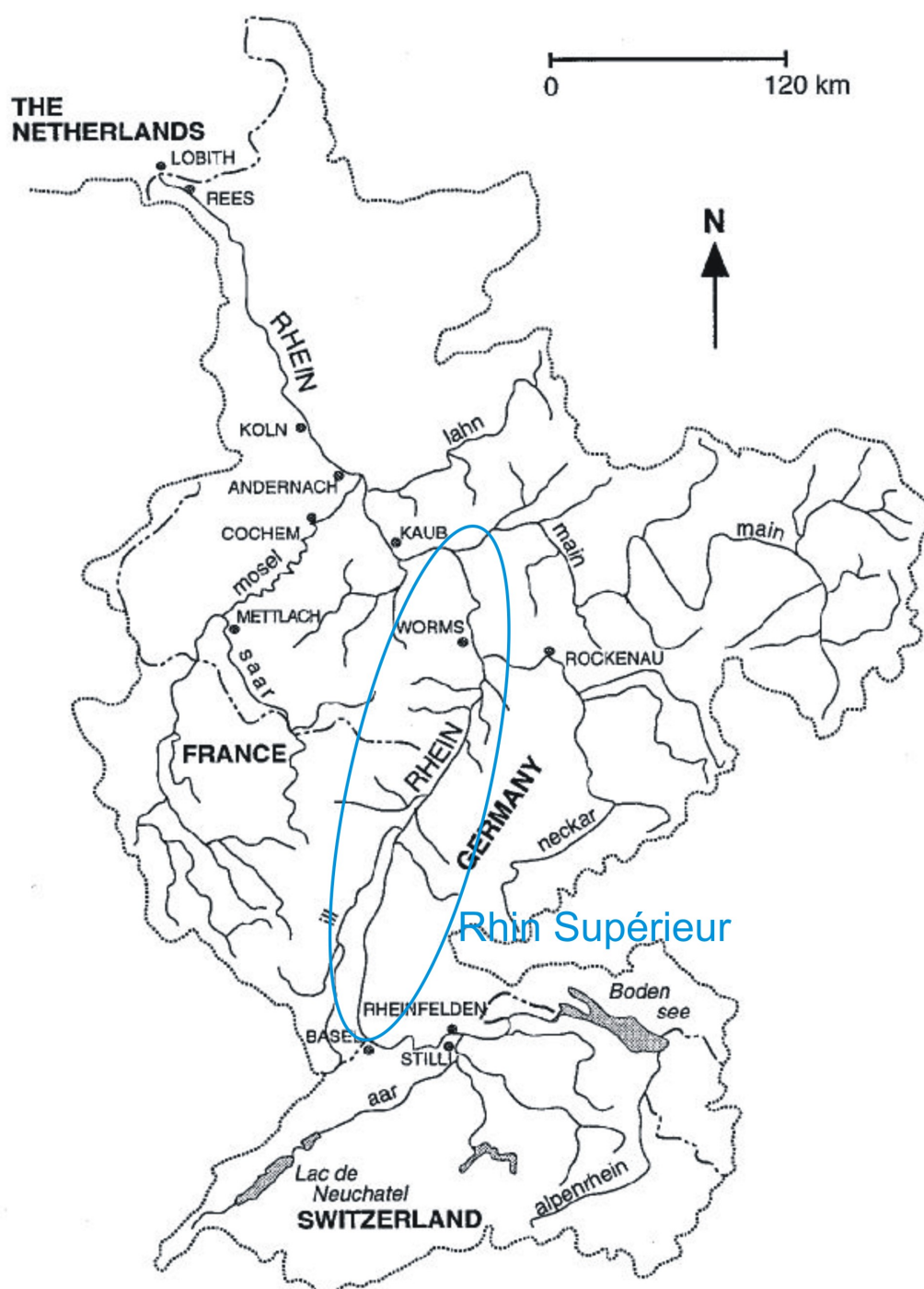


FIGURE 1.1 – Bassin international du Rhin avec les principales stations hydrométriques (d'après Kwadijk et van Deursen (1999)). La partie du fleuve appelée Rhin supérieur est indiquée en bleu.

En limite Sud du fossé rhénan, la région du Sundgau est constituée par un bloc tectonique (horst de Mulhouse) qui a subi une subsidence moins importante que le reste du fossé d'effondrement, ou un soulèvement tardif (Giamboni et al., 2004). Cette zone est recouverte d'alluvions

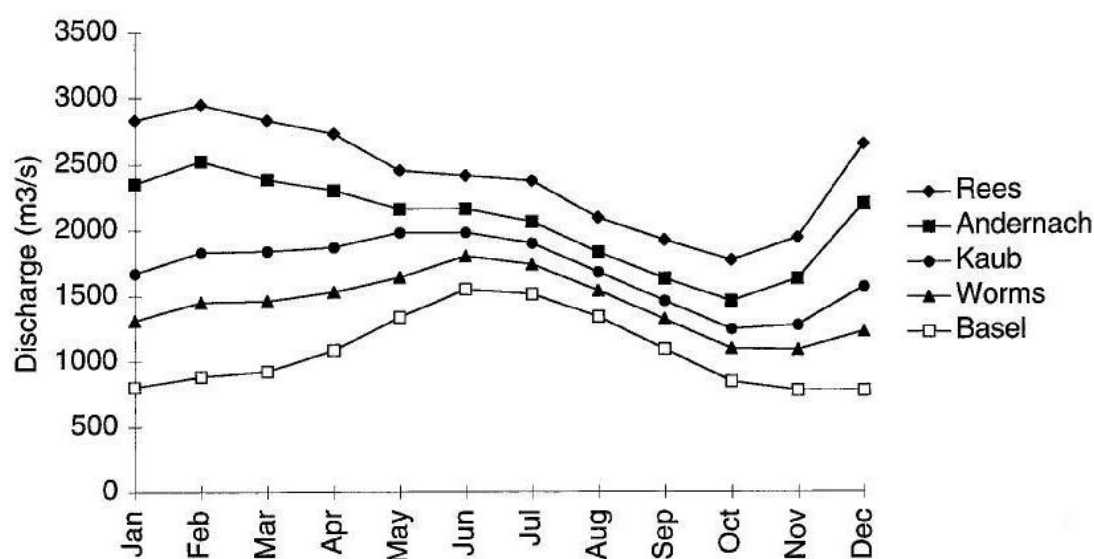


FIGURE 1.2 – Débits moyens mensuels interannuels aux principales stations hydrométriques sur le Rhin, pour la période 1951-1970 (d'après Kwadijk et van Deursen (1999)). La localisation des stations est présentée sur la figure 1.1

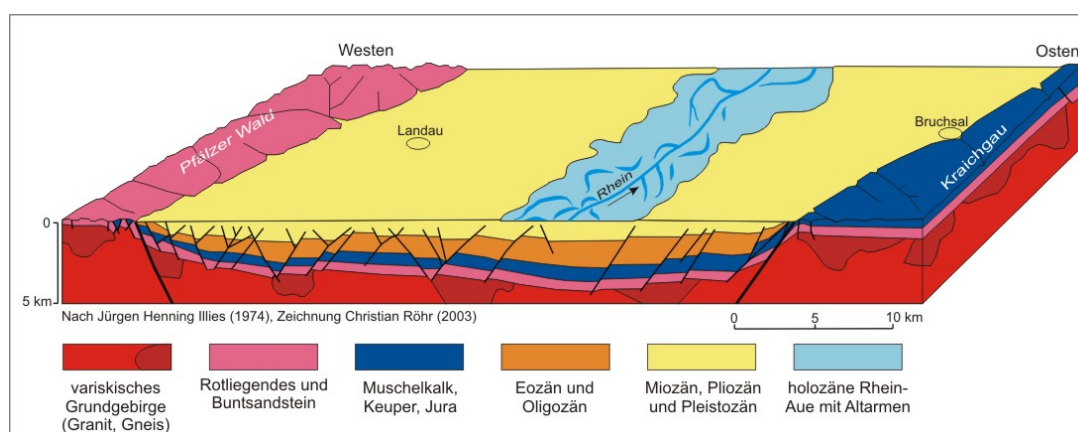


FIGURE 1.3 – Schéma de structure du fossé rhénan dans sa partie Nord (d'après Illies, 1974 et Röhr, 2003). Au centre les couches représentent les remplissages sédimentaires successifs.

déposées par le Rhin au cours du Pliocène, alors que celui-ci trouvait son exutoire en mer Méditerranée par l'intermédiaire du bassin du Rhône.

Le bassin de drainage du Rhin existe sous sa forme actuelle depuis la fin du Pliocène environ. Avant de s'orienter vers le Nord, les directions de drainage principales étaient l'Est, vers le bassin du Danube, puis l'Ouest, vers le bassin du Rhône (Berger et al., 2005). Depuis que le Rhin s'écoule dans le fossé rhénan supérieur, il y a déposé des produits de l'érosion alpine en grandes quantités, qui se mélangent à des produits de l'érosion des massifs des Vosges et de la Forêt Noire, dont la composition minéralogique diffère fortement. Ces matériaux peu consolidés forment aujourd'hui un aquifère alluvial d'extension régionale, siège d'une importante réserve en eau souterraine.



### 1.1.1.3 Le bassin franco-allemand du Rhin supérieur

La partie du Rhin s'écoulant de Bâle en Suisse jusqu'à Francfort en Allemagne est dénommée Rhin supérieur, et correspond dans ses 200 premiers kilomètres à la frontière franco-allemande. Cette partie du fleuve a subi d'importants aménagements au cours du 19<sup>ème</sup> et du 20<sup>ème</sup> siècle, tout d'abord dans le but de réduire l'incidence des crues du fleuve tout en favorisant sa navigabilité avec la canalisation, puis afin d'assurer la production d'énergie hydroélectrique par la construction de barrages et de centrales.

D'un point de vue physiographique la plaine centrale où s'écoule le Rhin présente une topographie très modérée, liée principalement à la formation de terrasses fluviales au cours du Quaternaire. Les altitudes varient de 250 m environ dans le Sud à 110 m environ au Nord. Le bassin versant du Rhin supérieur s'étend à l'Est et à l'Ouest jusqu'aux crêtes des Vosges et de la Forêt Noire, qui culminent respectivement à 1424 m et 1493 m (cf. figure 1.4). La plaine est occupée majoritairement par des terres cultivées, ainsi que d'importantes surfaces urbanisées, tandis que les montagnes sont majoritairement recouvertes de forêts, largement exploitées pour la production de bois.

Dans cette partie de son bassin, le Rhin présente un régime pluvio-nival, encore fortement influencé par la composante nivo-glaciaire alpine. Les débits maximums sont atteints à la fin du printemps, alimentés par la fonte des neiges dans les Alpes. Le débit moyen à Bâle est de 1050 m<sup>3</sup>/s pour une superficie de bassin versant de 36000 km<sup>2</sup>, et à Lauterbourg il atteint 1280 m<sup>3</sup>/s pour une superficie de bassin versant approchant 50000 km<sup>2</sup>. Entre ces deux stations, le Rhin reçoit plusieurs affluents dont le plus important est l'Ill en rive gauche avec une superficie de bassin versant de 4760 km<sup>2</sup> environ. Le régime de ces affluents est pluvio-océanique avec un maximum de débit en hiver.

Les apports de la partie du bassin du Rhin étudiée dans ce travail sont donc plus importants en hiver, et contribuent au décalage des pics de débits du printemps à l'hiver vers l'aval du bassin du Rhin. Cependant la contribution de la partie alpine du bassin reste prépondérante à Lauterbourg, à l'exutoire du sous bassin étudié. Il est donc important de bien connaître cette contribution lors de l'étude de la partie du bassin qui nous intéresse, en raison de l'influence du régime du Rhin sur la dynamique de l'aquifère alluvial. La figure 1.5 représente les hydrogrammes moyens interannuels du Rhin à Kembs (à environ 10 km au Nord Ouest de Bâle) et à Lauterbourg, pour la période 1997-2004. La différence entre les deux hydrogrammes représente la contribution du bassin étudié. On voit ainsi que celle-ci est plus importante pendant les mois d'hiver, de janvier à mars, et beaucoup plus réduite à la fin du printemps, au moment des débits maximums du Rhin.

L'Ill prend sa source dans la région du Sundgau, puis suit un cours parallèle à celui du Rhin jusqu'au Nord de Strasbourg, probablement imposé par les structures tectoniques liées aux remontées des couches salifères (diapirisme) dans la partie sud du fossé rhénan ([Giamboni et al., 2004](#)). Cette rivière capte ainsi tous les cours d'eau s'écoulant depuis les Vosges, entre le Sud de la plaine rhénane et le Nord de Strasbourg. Dans cette partie les affluents de rive gauche du Rhin sont donc principalement de petits cours d'eau naissant dans la plaine et alimentés par la nappe, appelés cours d'eau phréatiques. En rive droite le Rhin capte plusieurs affluents prenant leur source dans la Forêt Noire, et dont les cours sont fortement rectifiés. En rive gauche du Rhin, dans la partie Sud de la plaine, se trouvent également de nombreux canaux aménagés pour la navigation (canal du Rhône au Rhin) ou pour l'irrigation (canal de la Hardt).

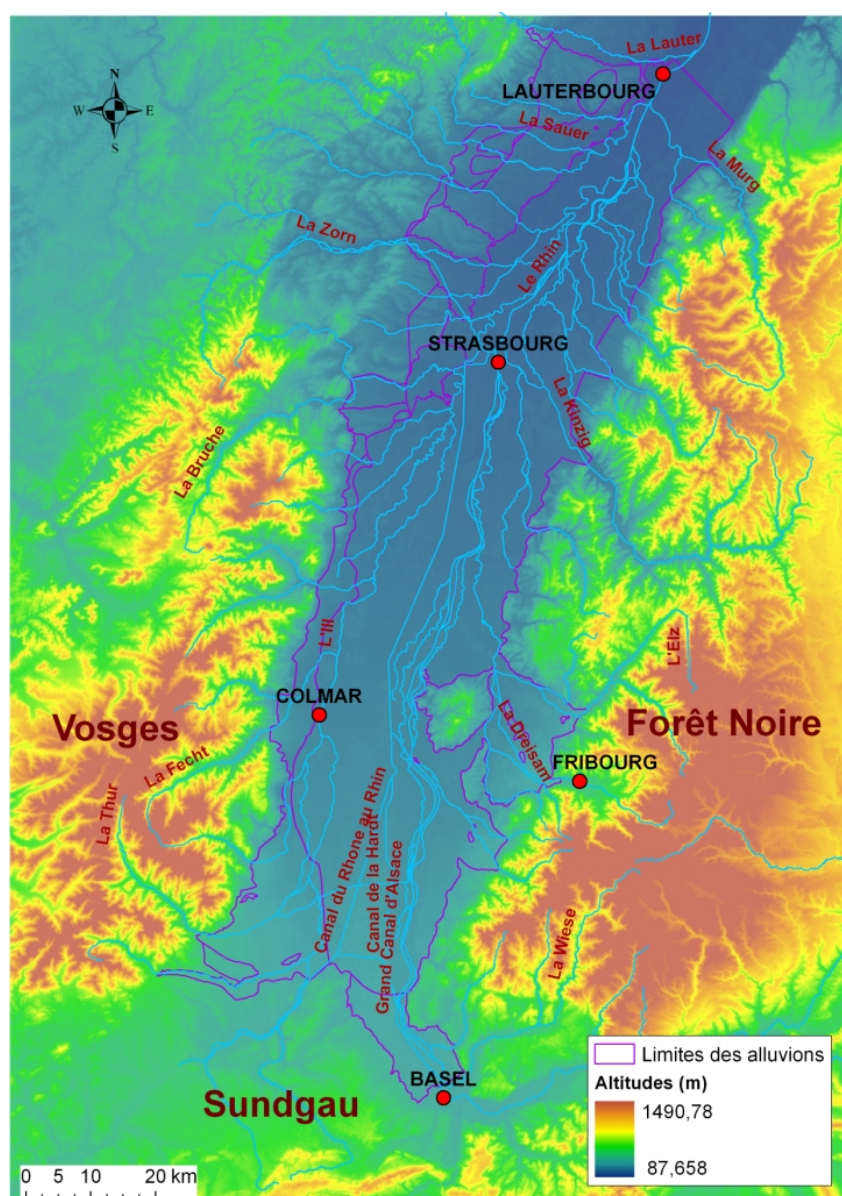


FIGURE 1.4 – Carte du bassin du Rhin à la frontière franco-allemande. Les principaux cours d'eau et le relief sont représentés.

Le réseau hydrographique très dense de la plaine d'Alsace et de Bade présente de nombreuses diffiunces, d'origine naturelle ou anthropique (Schmitt, 2001). Cette caractéristique influence les débits de certains cours d'eau importants comme l'Ill, la Thur ou la Bruche, permettant dans certains cas d'atténuer l'effet des crues. Par ailleurs l'importance des échanges avec l'aquifère alluvial pour l'écoulement dans les cours d'eau de la plaine et dans le Rhin est reconnu depuis longtemps (Duprat et al., 1979). Cependant les relations du Rhin avec la nappe ont été fortement modifiées avec la canalisation du fleuve, qui a rendu ses berges en parties imperméables et a fortement diminué l'étendue de sa plaine d'inondation (Carbiener et Trémolières, 1990; Schmitt, 2001).

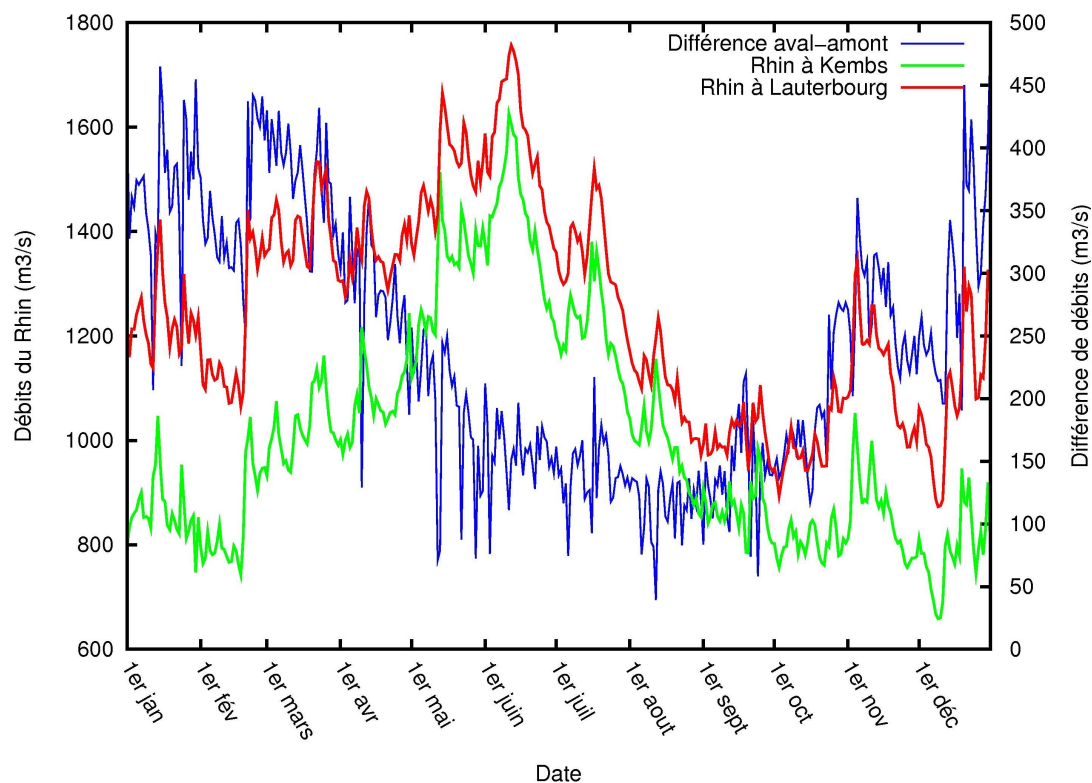


FIGURE 1.5 – Hydrogrammes moyens interannuels du Rhin à Kembs et à Lauterbourg, et différences entre les deux (période 1997-2004).

### 1.1.2 Aspects climatiques

L'origine des écoulements existant au sein d'un hydrosystème est toujours en premier lieu atmosphérique. On présente ici les aspects importants des précipitations et du bilan énergétique dans le bassin franco-allemand du Rhin supérieur.

#### 1.1.2.1 Distribution des précipitations

Le groupe de travail REKLIP (Parlow, 1996), réunissant des scientifiques suisses, allemands et français, a fourni un atlas complet de différentes variables météorologiques sur la partie Sud du fossé rhénan supérieur et les montagnes qui l'entourent (Groupe de travail REKLIP, 1995). Les précipitations y sont décrites avec de forts contrastes Est-Ouest et Nord-Sud. En effet les Vosges reçoivent un cumul annuel médian d'un peu plus de 2000 mm près des sommets de la partie Sud, tandis que la plaine d'Alsace à la même latitude ne reçoit que 500 mm environ. Plus au Nord les Vosges sont moins élevées et le contraste Est-Ouest est moins marqué, avec des cumuls de l'ordre de 900 mm en plaine (cf. figure 1.6, LUBW (2006a)). A l'Est, la Forêt Noire est légèrement moins arrosée que les Vosges, mais les cumuls annuels sont du même ordre. La plaine badoise reçoit un peu plus d'eau que la plaine d'Alsace, en raison d'un effet d'abri moins prononcé.

Au sein même des massifs montagneux, la distribution des précipitations est assez hétérogène, en raison de gradients topographiques importants (Paul, 1982; Ambroise et al., 1995b). Cette distribution est primordiale puisqu'une grande partie de l'eau s'écoulant dans l'hydrosystème du

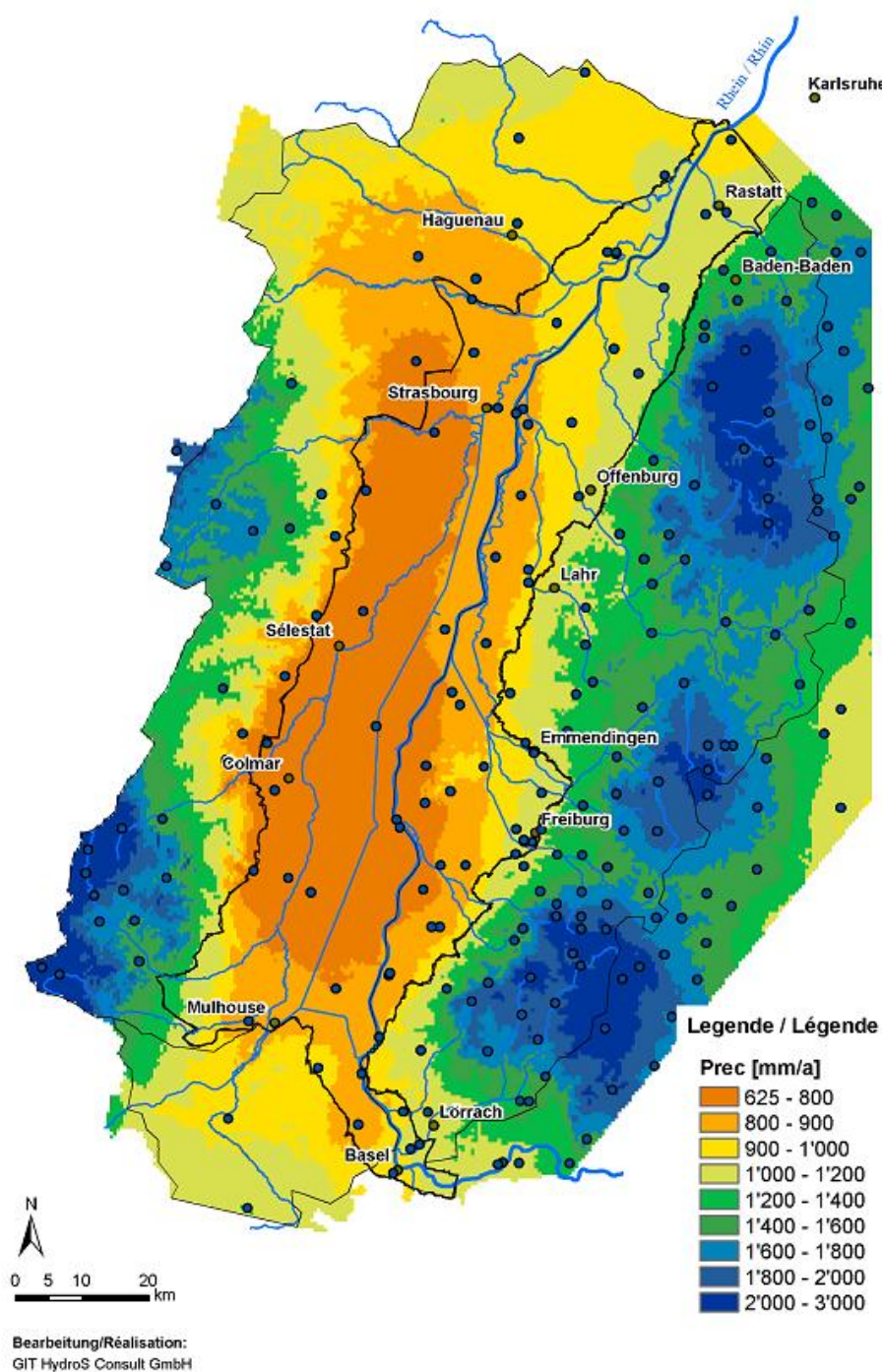


FIGURE 1.6 – Carte des précipitations annuelles moyennes (d'après LUBW (2006a)).

Rhin supérieur provient des précipitations sur les massifs montagneux, qui sont transférées vers la plaine et l'aquifère alluvial par l'intermédiaire des nombreux cours d'eau de vallées. Cependant la spatialisation de ces précipitations à partir des données observées est rendue difficile par ces caractéristiques hétérogènes, comme on le verra dans la partie 2.



### 1.1.2.2 Evapotranspiration potentielle et réelle

L'évapotranspiration potentielle (ETP) traduit la demande évaporative de l'atmosphère. Elle correspond en théorie à l'évaporation d'un gazon bien alimenté en eau. Elle n'est pas observée, mais estimée selon la formule de Penman Monteith (Choisnel, 1988) et dépend du rayonnement solaire, de la température et de l'humidité de l'air ainsi que de la vitesse du vent. L'évapotranspiration réelle (ETR) correspond quant à elle à la quantité d'eau effectivement évaporée par les sols vers l'atmosphère ou transpirée par les plantes. Elle se distingue de l'ETP en ce qu'elle prend en compte la disponibilité de l'eau au sol.

Dans la plaine alluviale du Rhin, l'évapotranspiration potentielle annuelle moyenne diminue du Nord vers le Sud (Wenzel et al., 1997). En domaine montagneux, elle diminue lorsque l'altitude augmente.

L'ETP et l'ETR ont également été étudiées à une échelle plus locale dans les Vosges, dans le cadre du bassin versant expérimental de la haute Fecht (Ambroise et Najjar, 1983). Cette étude souligne la complexité des variations spatiales des termes du bilan énergétique en contexte de moyenne montagne. En effet différents paramètres physiographiques interviennent tels que la pente, l'exposition... Il semble cependant que dans les Vosges l'ETP soit plus importante sur les crêtes bien exposées et ventées que dans les vallées abritées.

### 1.1.2.3 Importance du couvert neigeux

La couverture neigeuse des Vosges et de la Forêt Noire constitue une composante non négligeable du cycle hydrologique sur le bassin du Rhin supérieur. La durée d'enneigement des sommets des Vosges et de la Forêt Noire est de 3 à 4 mois par an (Groupe de travail REKLIP, 1995) avec des cumuls de précipitations neigeuses pouvant représenter jusqu'à 40 % de la lame d'eau annuelle précipitée. Dans le bassin versant expérimental de la Fecht, on note une grande variabilité spatiale de l'enneigement, en particulier en termes de durée, corrélée à l'altitude (Paul, 1982).

Ce couvert neigeux a une influence marquée sur les écoulements dans les bassins versants montagneux, puisqu'il représente un stockage temporaire de l'eau précipitée. Ce stock finit pour la plus grande partie par s'écouler avec un retard lié à la durée de rétention sous forme de neige, dépendant essentiellement des températures de l'air et au sol.

## 1.1.3 L'aquifère alluvial du Rhin supérieur

Un aquifère correspond d'abord à l'existence de formations géologiques capacitives et perméables, dans lesquelles le comportement de l'eau est déterminé par des variables climatiques, géologiques et géographiques. Dans cette partie on présente les caractéristiques géologiques de l'aquifère alluvial du Rhin supérieur déterminantes pour le fonctionnement de la nappe phréatique, ainsi que l'importance particulière du réseau hydrographique dans ce fonctionnement. Les études régionales antérieures de l'aquifère sont également résumées.

### 1.1.3.1 Caractéristiques des dépôts sédimentaires

Les unités hydrogéologiques qui composent l'aquifère alluvial quaternaire du Rhin ont été décrites par Duprat et al. (1979) et étudiées en détail dans le cadre du projet Monit (LUBW, 2006b). Elles sont caractérisées par une granulométrie très étalée et une grande hétérogénéité d'ensemble liée au mode de dépôt fluviatile. La base de l'aquifère est généralement reconnue

comme correspondant au toit de la formation pliocène, qui est constituée de dépôts fluviaux beaucoup plus fins et considérés comme imperméables par rapport aux alluvions quaternaires, ou des marnes oligocènes là où le Pliocène est absent.

Un premier facteur d'hétérogénéité de ces dépôts quaternaires est lié à la présence de plusieurs branches du réseau hydrographique dans la région. Le Rhin a déposé majoritairement des matériaux d'origine alpine dont la composition est majoritairement calcaire. La taille de ces graviers alpins diminue du Sud vers le Nord, avec l'éloignement à la source, et la fraction qu'ils représentent diminue également dans cette direction, ainsi que du centre de la plaine vers ses bordures. En effet les cours d'eau provenant des Vosges et de la Forêt Noire ont déposé des matériaux d'origine et de composition différentes, dont la proportion augmente vers le Nord et vers les bordures de la plaine.

Verticalement, ces sédiments quaternaires sont séparés en deux formations, la formation de Breisgau sous-jacente et la formation de Neuenburg sus-jacente, qui se distinguent par un contenu différent en fraction fine (Hagedorn et Boenigk, 2008) : la formation de Breisgau est plus riche en sédiments fins que celle de Neuenburg, et les matériaux la constituant sont plus altérés. Cependant ces deux formations ne sont pas homogènes, et de fortes hétérogénéités internes à méso-échelle ont été mises en évidence, qui sont dues au mode de dépôt lui-même (Heinz et al., 2003). Elles ne sont pas non plus séparées par un horizon continu à perméabilité significativement plus faible. Dans la partie Nord de la plaine on trouve cependant des horizons argileux d'extension horizontale assez importante à l'échelle locale (LUBW, 2006b).

La surface du substratum des alluvions est irrégulière, affectée par les mouvements tectoniques récents, qui ont créé des blocs plus ou moins soulevés dans les sédiments tertiaires sous-jacents. Elle est également modelée par les vallées formées par le réseau hydrographique anté-quaternaire. En conséquence, malgré la faible topographie de la plaine, les épaisseurs des alluvions quaternaires sont très variables, et vont de 250 m environ dans le centre de la plaine au Sud du Kaiserstuhl à quelques mètres seulement sur les bordures du fossé (cf. figure 1.7).

Malgré ces variations, la surface piézométrique de la nappe montre une grande régularité. Les isopièzes ont une orientation à peu près Est-Ouest dans toute la partie centrale de la plaine, de Mulhouse au Sud à Lauterbourg au Nord (cf. figure 1.7). Elles sont incurvées vers les bordures Est et Ouest du fossé, sous l'effet d'un gradient piézométrique plus important, traduisant un écoulement vers le centre de la plaine. Ainsi, comme le soulignent Duprat et al. (1979), les variations d'épaisseurs ne sont pas répercutées sur la surface piézométrique. La forme de la surface piézométrique est au contraire contrôlée par la recharge de la nappe par l'impluvium, et par ses relations avec les cours d'eau.

### 1.1.3.2 Importances des relations avec les rivières

Les relations entre la nappe phréatique et les cours d'eau qui parcourent la plaine sont une composante essentielle du fonctionnement de l'hydrosystème du fossé rhénan supérieur. Dans la partie la plus amont de l'aquifère les cours d'eau provenant du Sundgau et des Vosges s'infiltrèrent vers la nappe, parfois en totalité, ce qui peut conduire à des assèchements temporaires en situation d'étiage sévère (Migayrou, 1990; Duprat et al., 1979).

Ces relations ont été étudiées à une échelle locale par différentes méthodes. Esteves (1989) a mesuré ces échanges d'eau dans le Ried de Colmar, par le biais de méthodes hydrologiques, sur l'Ill et sur des cours d'eau phréatiques (cours d'eau uniquement alimentés par la nappe). Il a ainsi montré que dans cette zone, l'Ill est en situation d'alimentation de la nappe dans sa partie amont, et de drainage de la nappe en aval, et qu'une inversion du sens de ces échanges se produit

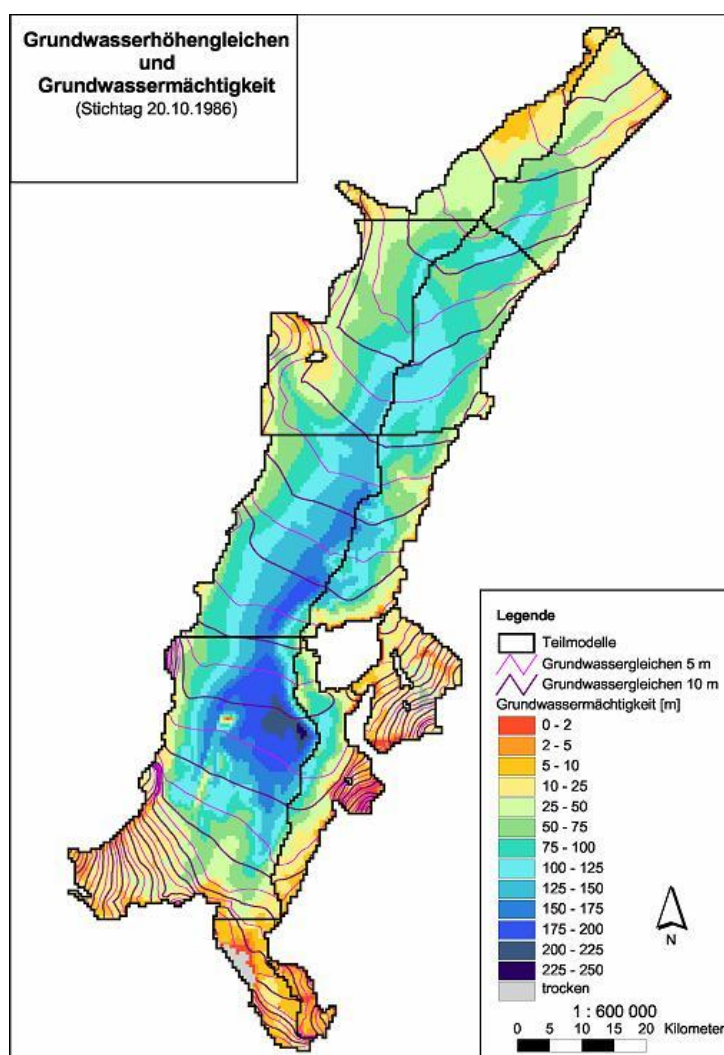


FIGURE 1.7 – Carte des isopièzes simulées par le modèle LIFE (lignes noires et roses) et épaisseurs de l'aquifère (d'après LfU (2005)).

lors des périodes de crues sur la partie aval. Il a également mis en évidence l'alimentation des cours d'eau phréatiques par la nappe sur toute leur longueur, et non pas seulement au niveau de leur source. Un essai de modélisation des échanges nappe-rivière sur l'Ill a souligné la difficulté d'avoir une bonne représentation des débits échangés (Esteves, 1988).

Quelques études locales ont utilisé les températures de surface des cours d'eau ou gravières pour tracer les zones d'exfiltration d'eau souterraine vers les eaux de surface (Trautmann, 1981; Durbec et al., 1986). D'autres études ont utilisé des méthodes biologiques ou géochimiques pour déterminer les zones d'échanges, ainsi que le sens et l'amplitude de ces échanges, entre la nappe et les cours d'eau (Trémolières et al., 1993, 1994; Eglin et al., 1997). Elles ont souligné l'importance de la présence des usines hydroélectriques sur le Rhin pour la répartition géographique de ces échanges. Ainsi on trouve une zone d'infiltration d'eau du Rhin en amont de ces barrages, et une zone de drainage de la nappe dans le canal de fuite juste en aval. A l'approche des usines hydroélectriques les débits d'infiltration vers la nappe ont tendance à diminuer en raison du dépôt de sédiments plus fin au fond du canal. Ces études soulignent aussi l'impact des échanges

nappe-rivières sur la qualité des eaux souterraines et de surface. En particulier la présence d'une plaine d'inondation fonctionnelle de l'Ill permet aux eaux de surface s'infiltrant vers la nappe en périodes de crue d'être purifiées vis-à-vis des nitrates lors du transfert à travers le sol.

Des études isotopiques ont quant à elles permis de proposer une première quantification du mélange entre eau de surface et eau souterraine dans la nappe (Koniger et al., 2001; Bauer et al., 2005). Bauer et al. (2005) montrent que la zone de mélange des eaux du Rhin dans l'aquifère alluvial, pour la partie Nord du Grand Canal d'Alsace, est plus étendue à l'Ouest qu'à l'Est de celui-ci. Cette caractéristique est attribuée à la présence de canaux d'irrigation dans lesquels est dérivée de l'eau du Rhin, et qui s'infiltrent fortement vers la nappe. Koniger et al. (2001) étudient les rapports isotopiques dans plusieurs puits situés à l'Est du Vieux Rhin dans la partie Sud de la plaine. Ils montrent que la proportion de filtrats du Rhin varie spatialement sur de faibles distances, probablement en raison de l'hétérogénéité du matériel alluvial, qui fait apparaître des chemins d'écoulement préférentiels à cette échelle. Au cours d'un épisode de crue, la zone d'influence des filtrats du Rhin est trouvée jusqu'à 300 m de celui-ci.

Pinault et Schomburgk (2006) et Longuevergne et al. (2007) ont utilisé des méthodes d'analyse mathématique des chroniques piézométriques observées afin de déterminer les parts relatives des différentes composantes de la recharge de l'aquifère sur toute sa surface, en particulier les composantes provenant de l'infiltration du Rhin et des rivières vosgiennes et schwarzwaldiennes. Ils montrent ainsi que la zone d'influence directe du Rhin sur les variations piézométriques se limite à une bande étroite le long de celui-ci. Les rivières des Vosges et de la Forêt Noire permettent quant à elles d'expliquer la majeure partie de la variance de la piézométrie sur les 195 points étudiés par Longuevergne et al. (2007).

Comme le soulignent Duprat et al. (1979), ces mécanismes d'échanges entre eaux de surface et eaux souterraines ont un effet régulateur sur les variations piézométriques dans l'aquifère. En effet là où la surface de la nappe se trouve assez proche du sol, une augmentation du niveau piézométrique donne lieu au drainage de la nappe par les cours d'eau et donc au transfert rapide d'eau d'origine souterraine vers l'aval, accélérant ainsi le retour à une situation de plus basses eaux. De même, en cas de crues des cours d'eau vosgiens ou de la Forêt Noire, l'infiltration d'une partie du volume de la crue dans l'aquifère, où ce volume est stocké temporairement, constitue un phénomène d'atténuation des pics de crue.

Il n'en reste pas moins que les événements hydrologiques extrêmes liés à la nappe, tels que les inondations par remontée de nappe ou un abaissement très prononcé du niveau piézométrique, constituent des aléas importants dans la région. De plus la qualité des eaux souterraines est rendue vulnérable à des contaminations des eaux de surface en raison de l'importance des échanges entre l'aquifère et les rivières. Cependant, comme l'ont montré Sanchez-Perez et Trémoières (1997, 2003), ces échanges permettent de réduire la pollution des eaux par certains nutriments, dans le cas où l'eau de la rivière s'infiltre vers la nappe lors d'inondations du lit majeur, et en présence de forêts alluviales dans les zones inondées.

La canalisation du Rhin au 19<sup>ème</sup> siècle a par ailleurs eu des conséquences importantes sur le niveau de la nappe phréatique. L'incision de son lit due à une augmentation de la pente du fleuve a en effet conduit à un abaissement de ce niveau d'une dizaine de mètres dans la plaine de la Hardt (Carbiener et Trémoières, 1990; Duprat et al., 1979).

### 1.1.3.3 Estimation du fonctionnement de l'aquifère

En plus de ces effets très importants des échanges nappe-rivières, d'autres processus clés dans le fonctionnement et le bilan de l'aquifère alluvial du Rhin ont déjà été reconnus. En par-



ticulier des apports de subsurface au niveau des limites Est et Ouest de l'aquifère sont identifiés (Duprat et al., 1979). Il sont liés à des écoulements de subsurface sur les versants des piémonts alsacien et badois, ainsi qu'à la présence de nappes d'accompagnement des cours d'eau dans les principales vallées, dont le remplissage alluvial peut être important. Ces processus ont été mis en évidence dans un premier temps par les observations de terrain, en particulier grâce aux relevés piézométriques.

Cependant la quantification de ces processus grâce aux mesures de terrain est peu aisée, et il est plutôt fait appel à la modélisation pour ces problèmes d'échelle régionale. Des modèles hydrogéologiques régionaux ont été développés depuis le milieu des années 1990 sur l'aquifère rhénan transfrontalier. Ces modèles ont été développés dans des buts de gestion quantitative et qualitative des importantes ressources en eau de la nappe alluviale du Rhin.

Le premier modèle transfrontalier développé à l'échelle régionale l'a été dans le cadre du projet LIFE « Action de démonstration portant sur la protection et la gestion des réserves d'eau souterraine dans la partie franco-allemande de la vallée du Rhin supérieur » (LfU, 1996). Le modèle MODFLOW (McDonald et Harbaugh, 2003) a été calé en régime permanent pour trois situations différentes : hautes, basses et moyennes eaux. Les paramètres ajustés correspondent aux conductivités hydrauliques, aux coefficients d'échanges nappes rivières, et aux débits entrant par les bordures Est et Ouest de l'aquifère. Des bilans des composantes de la recharge et des sorties d'eau de l'aquifère ont été établis pour les trois situations étudiées. Un important travail de collecte de données a de plus accompagné ce projet.

Suite au projet LIFE, un autre projet de modélisation transfrontalière a donné lieu au développement d'un nouvel outil d'échelle régionale. Dans le cadre de ce projet INTERREG MoNit (« Modélisation de la pollution des eaux souterraines par les nitrates dans la vallée du Rhin ») la problématique est centrée sur les pollutions diffuses d'origine agricole par les nitrates. Pour résoudre ce problème de transport en nappe, un modèle plus fin que le précédent a été développé, en particulier au niveau de la discrétisation verticale (LUBW, 2006a). Le développement d'un tel modèle a donné lieu à une importante collecte et réinterprétation de données géologiques et géophysiques, afin de caractériser plus finement les dépôts sédimentaires aquifères.

Le modèle a été calibré en régime transitoire, sur la période 1986-2002, les paramètres étalonnés correspondant aux conductivités hydrauliques des 10 couches, aux coefficients d'emma-gasinement et aux coefficients d'échanges nappe-rivières. La recharge de l'aquifère pour cette période a été estimée par un schéma de surface prenant en compte les caractéristiques du sol et de la surface. Les conditions aux limites Est et Ouest de l'aquifère ont été déterminées par des méthodes simplifiées. Des bilans sur tout l'aquifère ont été établis pour différentes périodes de l'année hydrologique.

Les bilans de l'aquifère estimés dans le cadre de ces deux projets montrent des différences marquées, avec par exemple une prédominance de l'infiltration des cours d'eau obtenue dans LIFE, alors que dans MoNit les débits moyens d'infiltration des cours d'eau sont plus faibles, et la recharge par les précipitations proportionnellement plus importante.

Les données de ces études ont été largement réutilisées dans le présent travail, en apportant parfois quelques modifications. Par rapport à ces modèles précédents, nous avons cependant décidé d'élargir le domaine d'étude, afin d'inclure une modélisation plus poussée des bilans en eau sur les bassins versants montagneux. En effet on souhaite ainsi améliorer l'estimation des bilans régionaux de l'aquifère, qui dépendent en grande partie des bilans hydriques sur ces bassins, par l'intermédiaire des conditions aux limites Est et Ouest de l'aquifère, et des échanges entre la nappe alluviale et les cours d'eau issus des bassins montagneux. L'estimation de ces bilans de surface devrait être améliorée par l'utilisation de modèles hydrométéorologiques dans

le cadre du présent travail, et en particulier par l'utilisation de forçages climatiques détaillés.

## 1.2 La modélisation hydrogéologique

La modélisation numérique en hydrogéologie est un élément important de compréhension de systèmes naturels complexes. On cherche à reproduire certaines observations faites sur ces systèmes, en utilisant les lois mathématiques de comportement qui les régissent, approximées par des méthodes numériques, ou en représentant certains processus par le biais de concepts simplificateurs.

Dans les deux cas le code informatique permet d'estimer des valeurs pour les flux essentiels du cycle de l'eau, soit par résolution des équations aux dérivées partielles, soit par des méthodes de bilans.

Dans le travail présenté ici, on a utilisé plusieurs modèles hydrogéologiques, en particulier le modèle MODCOU, qui sera présenté plus en détail à la partie 2. On présente ici seulement les principes généraux de la modélisation hydrogéologique.

### 1.2.1 Modélisation de l'écoulement souterrain

La modélisation numérique des écoulements en milieu poreux est basée sur la résolution, par des méthodes d'approximation numérique, des équations régissant ces écoulements.

#### 1.2.1.1 Loi de Darcy

La première relation, déterminée empiriquement par Henri Darcy au XIXème siècle donne la vitesse d'écoulement de l'eau dans un milieu poreux en fonction de la perméabilité de celui-ci et du gradient de charge hydraulique. La vitesse décrite ici est appelée vitesse de filtration et correspond à une vitesse fictive de l'eau rapportée à toute la section d'écoulement. Ceci permet d'en déduire un débit d'eau s'écoulant à travers une section de milieu poreux :

$$Q = K.A.\|\vec{grad}(H)\| \quad (1.1)$$

La perméabilité  $K$  correspond à la capacité de l'eau à s'écouler dans le milieu poreux. C'est une caractéristique intrinsèque du milieu vis-à-vis de l'eau, exprimée en m/s.  $H$  représente la charge hydraulique dans l'aquifère en m, et  $A$  la section d'écoulement en m<sup>2</sup>.

#### 1.2.1.2 Equation de diffusivité

L'équation de diffusivité est établie à partir de la loi de Darcy, de l'équation de continuité en milieu poreux et des équations d'état. Dans le cas d'une nappe libre comme la nappe du Rhin, l'hypothèse de Dupuit consiste à négliger les composantes verticales du champ de vitesse de l'écoulement en milieu poreux. Cette hypothèse est raisonnable tant que le gradient hydraulique dans la nappe n'est pas trop élevé. Elle permet de ramener le problème d'écoulement à deux dimensions.

Une autre hypothèse nécessaire à l'établissement de l'équation de diffusivité en transmissivité (2D) est de supposer que la transmissivité  $T$ , définie comme l'intégrale sur l'épaisseur de la nappe de la perméabilité  $K$  et exprimée en m<sup>2</sup>/s, varie peu avec le niveau piézométrique. Ceci revient à admettre que les variations d'épaisseur de la zone saturée de l'aquifère sont négligeables devant

cette épaisseur saturée. On a alors :

$$\text{div}(T \cdot \vec{\text{grad}}(H)) = Q + S \frac{\partial H}{\partial t} \quad (1.2)$$

$S$  étant le coefficient d'emmagasinement de l'aquifère, égal à sa porosité de drainage, c'est-à-dire la porosité mobilisée lors de la saturation/désaturation du milieu.  $Q$  est ici un débit par unité de surface, en m/s, représentant les flux d'eau injectés ou prélevés dans la nappe. Ceux-ci incluent les flux générés par les échanges nappe-rivières.

Dans le cas d'un système aquifère multicouche, c'est-à-dire comprenant plusieurs niveaux aquifères superposés et séparés par des niveaux semi-perméables, un terme de drainance est ajouté au membre de droite de cette équation. Ce terme s'exprime comme  $T_{d,sup}(H - H_{sup}) + T_{d,inf}(H - H_{inf})$ , avec  $T_{d,sup}$  et  $T_{d,inf}$  les coefficients de drainance des niveaux semi-perméables supérieur et inférieur, calculés comme le rapport de la perméabilité du semi-perméable et de son épaisseur, et exprimés en  $s^{-1}$ .  $H_{sup}$  et  $H_{inf}$  représentent les niveaux piézométriques dans les aquifères supérieur et inférieur.

### 1.2.1.3 Méthodes de résolution numérique

La résolution de l'équation de diffusivité est basée sur la discrétisation spatiale du domaine modélisé et sur la discrétisation temporelle de l'évolution de la charge hydraulique. Les principales méthodes de résolution numérique de l'équation de diffusivité proposées sont les différences finies et les éléments finis (de Marsily et al., 1978).

Si les éléments finis offrent une plus grande souplesse dans la définition de la géométrie du milieu et sont mieux adaptés aux simulations de transport réactif en milieu poreux, les différences finies sont bien adaptées à la simulation d'écoulement d'eau en aquifère à l'échelle régionale. C'est donc cette méthode qui est brièvement décrite ici.

La méthode des différences finies utilise en général une discrétisation spatiale en mailles de géométrie régulière, carrées ou rectangulaires. Les dérivées partielles spatiales de l'équation de diffusivité sont alors exprimées à partir des différences entre charges hydrauliques sur deux mailles adjacentes.

De même pour la dimension temporelle, la durée de simulation est discrétisée selon un pas de temps, sur lequel on exprime la variation de la charge hydraulique pour une maille donnée. On obtient alors l'équation discrétisée suivante pour une maille  $i$  de l'aquifère :

$$T_{Ni}(H_N^t - H_i^t) + T_{Si}(H_S^t - H_i^t) + T_{Ei}(H_E^t - H_i^t) + T_{Oi}(H_O^t - H_i^t) = Q_i^t + a^2 S_i \frac{H_i^{t+\Delta t} - H_i^t}{\Delta t} \quad (1.3)$$

où  $T_{Ni}$ ,  $T_{Si}$ ,  $T_{Ei}$  et  $T_{Oi}$  sont les transmissivités de passage entre la maille  $i$  et les mailles situées respectivement au Nord, au Sud, à l'Est et à l'Ouest de celle-ci,  $H_N$ ,  $H_S$ ,  $H_E$ ,  $H_O$  sont les fonctions d'approximation des cotes piézométriques sur ces mailles voisines Nord, Sud, Est et Ouest,  $H_i$  est la cote piézométrique sur la maille  $i$ ,  $Q_i$  est le débit injecté ou prélevé sur cette maille et  $a$  est la taille du côté de la maille.  $t$  dénote le pas de temps courant, et  $\Delta t$  l'incrément temporel entre deux pas de temps successifs.

La transmissivité de passage entre la maille  $i$  et une maille voisine est calculée comme la moyenne harmonique des transmissivités de ces deux mailles. Ces équations discrétisées sont résolues grâce à des méthodes matricielles. La résolution peut être formulée selon une approximation explicite ou implicite, en fonction du pas de temps de calcul adopté (de Marsily, 1994).

### 1.2.2 Modélisation de l'écoulement de surface

Nous nous limitons ici à la description de méthodes utilisées dans la modélisation spatialement distribuée, et ne discuterons pas les modèles de bassin globaux. En effet les modèles non distribués sont peu adaptés à la simulation des niveaux d'eau en nappe, ainsi que des échanges variables dans le temps et dans l'espace entre rivières et aquifère.

#### 1.2.2.1 Composantes du bilan en eau en surface

Le bilan en eau en surface est déterminé par les précipitations (apport en eau), et le bilan énergétique local qui détermine l'évapotranspiration. L'eau disponible en surface est ensuite répartie entre infiltration dans le sol et ruissellement en surface en fonction des caractéristiques physiques de la zone (stock initial et capacité de rétention et d'infiltration des sols).

Le ruissellement de surface se produit sous deux formes distinctes (Kollet et Maxwell, 2006; Vivoni et al., 2007) : un ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration des sols (Horton, 1933), et un ruissellement par saturation des sols (Dunne et al., 1975). Ce ruissellement s'écoule en général vers les cours d'eau, en suivant la ligne de plus grande pente, où il forme les débits de crue. Un ruissellement de subsurface, ou écoulement hypodermique, peut également exister. Celui-ci représente un écoulement retardé vers le cours d'eau, dont la composante principale est toujours horizontale, mais qui transite par les couches supérieures du sous-sol. L'infiltration vers la nappe a lieu lorsque la perméabilité verticale des sols est suffisamment élevée.

Deux principaux types de modèles permettent de simuler ces écoulements en surface, d'une part les SVAT (Transferts Sol-Végétation-Atmosphère) qui couplent bilan d'énergie et bilan en eau, et d'autre part des modèles plus conceptuels utilisant comme variables d'entrée les précipitations et l'évapotranspiration potentielle (ETP).

Les modèles de type SVAT prennent en compte les différentes composantes du bilan énergétique de l'atmosphère localement ainsi que le rôle de la croissance des plantes de façon explicite, afin de simuler les transferts d'eau et d'énergie à la surface du sol et à la base de l'atmosphère. On peut en déduire les flux de ruissellement et d'infiltration à la surface du sol. Cependant ce type de modèle requiert des variables météorologiques en entrée assez nombreuses, ainsi que des détails sur les caractéristiques de la végétation. De plus le calcul du bilan énergétique exige un pas de temps de calcul réduit qui rend ces simulations assez longues (par exemple ISBA, Noilhan et Mahfouf (1996); Etchevers et al. (2001); ou tRIBS, Ivanov et al. (2004)).

Une autre stratégie de simulation consiste à utiliser un modèle conceptuel, plus simple, basé sur des réservoirs représentant les différents mécanismes d'écoulement de l'eau en surface. L'utilisation des données de pluie et d'ETP en entrée permet de calculer une évapotranspiration réelle, en fonction de l'occupation du sol, de la nature de celui-ci, ainsi que de l'état du couvert végétal et de l'humidité des sols (Bouchet, 1963; Varley et al., 1993; Ambroise et al., 1995a), et d'en déduire les quantités d'eau disponibles pour l'écoulement (infiltration et ruissellement). Chaque réservoir est alors caractérisé par sa capacité et un coefficient de vidange traduisant la vitesse de l'écoulement de l'eau pour le mécanisme représenté (Lindström et al., 1997; Ambroise et al., 1995b; Violette et al., 1997; Uhlenbrook et al., 2004).

Le transfert de ces écoulements produits en surface vers leurs exutoires respectifs (la nappe pour l'infiltration, et les rivières pour le ruissellement) est également représenté dans les modèles hydrologiques couplés surface/souterrain. Ces transferts peuvent être simulés par des modèles à base physique résolvant les équations de Richards pour l'infiltration (écoulements en milieu poreux non saturé; Clement et al. (1994); Jones et Woodward (2001)), et les équations de Saint

Venant pour le ruissellement (écoulement en nappe à surface libre; Freeze et Harlan (1969)). Ces méthodes de simulations demandent cependant la connaissance d'un nombre important de paramètres concernant par exemple les propriétés hydrauliques du sol, et la rugosité de surface (Ambroise et al., 1982). De plus la résolution de ces équations est coûteuse en temps de calcul, et difficilement réalisable sur de grandes étendues. Des méthodes simplifiées de transfert des écoulements sont alors utilisées dans les modèles hydrologiques régionaux. On utilise par exemple une fonction de retard exponentielle pour l'infiltration, et le concept des zones isochrones pour le ruissellement (Ledoux et al., 1984).

### 1.2.2.2 Ecoulement en rivières

L'eau écoulee en surface finit par rejoindre les rivières, ou la nappe qui peut également alimenter les cours d'eau par l'intermédiaire du débit de base. L'écoulement en rivière constitue un problème d'hydraulique, qui peut être modélisé en utilisant les équations de l'hydraulique à surface libre (Freeze et Harlan, 1969; Abbott et al., 1986). Ceci implique une bonne connaissance des caractéristiques géométriques des cours d'eau. A une échelle régionale, quand le chevelu hydrographique est assez dense, la résolution de ces équations peut s'avérer coûteuse, et des approximations sont alors utilisées.

Une première méthode utilisée est la méthode de Muskingum (Gill, 1978; David et al., 2011) qui représente une simplification des équations de Saint Venant. Une autre solution envisagée est basée sur l'utilisation de zones isochrones, permettant de définir des biefs de cours d'eau dans lesquels le temps de routage jusqu'à l'exutoire, exprimé en pas de temps du modèle, est uniforme (David et al., 2011).

### 1.2.3 Modèles couplés

La prise en compte des interactions entre le domaine de surface et le domaine souterrain constitue un enjeu important de la modélisation hydrologique actuellement (Brunke et Gonser, 1997; Arnold et al., 2000; Sanford, 2002; Kollet et Maxwell, 2006; Rushton, 2007; Peyrard et al., 2008). En effet dans de nombreux cas les flux d'eau entre les deux domaines sont mal connus, et pourtant déterminants dans le fonctionnement du système. Leur représentation comme condition aux limites du premier ou du deuxième type est ainsi souvent insuffisante.

#### 1.2.3.1 Rôle de la zone non saturée

Un premier type d'interaction existant entre le domaine de surface et le domaine souterrain au sein d'un hydrosystème est le transfert de l'eau infiltrée via la zone non saturée. Ce transfert peut être modélisé par la résolution des équations aux dérivées partielles décrivant l'écoulement dans un milieu poreux non saturé (équation de Richards; Jones et Woodward (2001)). Cependant cette résolution requiert une bonne connaissance des caractéristiques physiques des sols dans la zone étudiée, et s'avère coûteuse en temps de calcul, ce qui la rend peu adaptée à une échelle régionale (Frei et al., 2009). Ce transfert peut également être simulé grâce à un modèle conceptuel permettant d'introduire un retard à l'infiltration fonction de l'épaisseur de la ZNS (Besbes et de Marsily, 1984).

#### 1.2.3.2 Echanges nappe-rivières

Un second type d'interaction est lui localisé le long du réseau hydrographique et traduit les échanges de flux d'eau pouvant exister entre les cours d'eau et la nappe. Ces échanges sont

fonction de la différence de charge entre la rivière et l'aquifère, ainsi que des propriétés hydrauliques du matériau séparant les deux domaines. Leur modélisation peut également reprendre les équations des écoulements en milieu poreux partiellement saturé (Kollet et Maxwell, 2006), ce qui pose aussi le problème de connaissance des paramètres et de coût en temps de calcul.

Une méthode couramment utilisée dans les modèles hydrodynamiques régionaux consiste à utiliser un paramètre s'apparentant à une transmissivité du matériau situé à l'interface entre la rivière et l'aquifère (cf. figure 1.8). Les débits échangés sont ensuite calculés comme étant proportionnels à la différence de charge entre la rivière et la nappe, le coefficient de proportionnalité correspondant à ce coefficient hydraulique. Un débit maximum d'infiltration du cours d'eau est alors défini pour le cas où la rivière et la nappe sont déconnectées (Rushton, 2007).

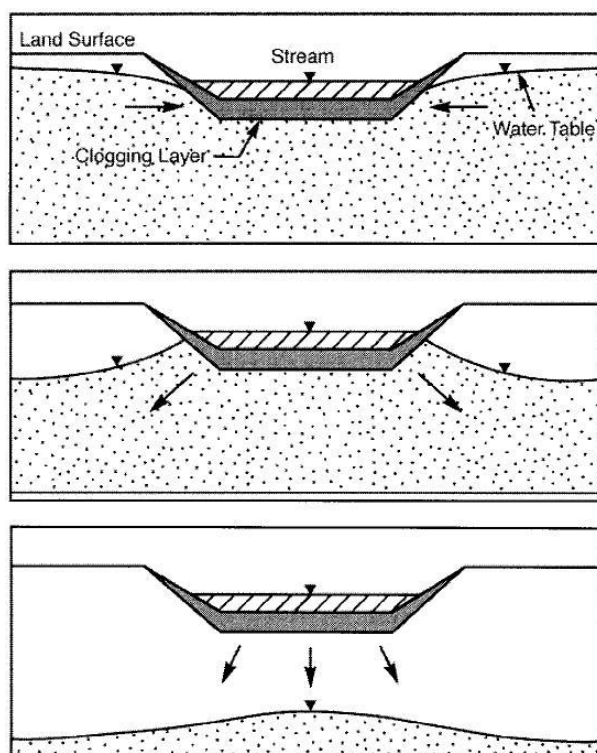


FIGURE 1.8 – Schéma des trois situations d'échanges entre une rivière et sa nappe alluviale (d'après Sophocleous (2002)).

Ce coefficient d'échange nappe-rivières est théoriquement défini comme le produit de la conductivité hydraulique du matériau du lit de la rivière et du ratio de la superficie du tronçon de rivière considéré sur l'épaisseur du lit de la rivière. Idéalement ce coefficient d'échange doit être variable dans le temps pour rendre compte de l'évolution des propriétés hydrodynamiques du matériau constituant le lit de la rivière (Doppler et al., 2007). En effet ce matériau peut être remanié lors de crues importantes, qui pourront en arracher la fraction fine et augmenter sa perméabilité (Brunke et Gonser, 1997). De plus lorsque le niveau de l'eau en rivière augmente, une plus grande surface de berges peut être mise à contribution, augmentant par là même la capacité d'infiltration d'un tronçon de rivière de longueur donnée. Nous reviendrons plus en détail sur la prise en compte de ces échanges dans le cadre de notre modèle au chapitre 2.

### 1.2.3.3 Infiltration du ruissellement

Comme on l'a vu les deux principaux types de ruissellement définis dans la littérature sont caractérisés par l'état de saturation local des sols : saturation en surface pour l'écoulement hortonien, saturation de toute la colonne de sol pour l'écoulement sur surface saturée. Dans le cadre d'un modèle régional distribué, un ruissellement peut donc se produire sur certaines mailles présentant ces caractéristiques à un pas de temps donné. Cependant rien n'empêche cette eau s'écoulant en surface de s'infiltrer ultérieurement, sur une maille qui présentera des caractéristiques de saturation favorables, et qui se trouve sur le chemin d'écoulement en provenance des mailles amont (ligne de plus grande pente).

Ce phénomène est particulièrement susceptible de se produire si le ruissellement a lieu sur une zone de faible perméabilité des sols, à pente assez importante, et que le chemin d'écoulement emmène l'eau vers une zone de plus grande perméabilité et de plus faible pente. C'est le cas en particulier pour les écoulements sur une zone de piémont en bordure d'une plaine alluviale, comme on le verra dans le cadre du bassin étudié, au chapitre 2.

Ce type d'infiltration est représenté dans les modèles en permettant que les lames d'eau écoulées par ruissellement puissent être converties en infiltration au cours de leur transfert.

### 1.2.4 Calibration et incertitudes

#### 1.2.4.1 Rôle de la calibration des modèles hydro(géo)logiques

Les modèles hydrologiques, qu'ils comprennent une simulation explicite de la nappe (on parle alors de modèle hydrogéologique) ou non, qu'ils soient à base physique ou conceptuels, distribués ou semi-distribués, nécessitent pour leur utilisation sur un bassin versant donné, de fixer des valeurs pour un certain nombre de leurs paramètres. Certains modélisateurs cherchent à utiliser la signification physique des paramètres pour relier leurs valeurs à celles de grandeurs mesurables sur le terrain (Ambroise et al., 1995b; Perrin, 1991). Cependant cette approche n'est pas toujours possible, surtout à des échelles spatiales où les hétérogénéités intra-maille sont importantes.

Une approche très courante dans l'utilisation de modèles hydrologiques pour la prévision des crues ou de modèles hydrogéologiques pour la simulation des niveaux piézométriques est l'ajustement par la calibration des valeurs d'un certain nombre de paramètres mal contraints a priori. On cherche alors à reproduire au mieux grâce à la modélisation les données hydrométriques ou piézométriques observées. Une méthode classique de calage manuel est le calage par essai-erreur. Cette méthode de calage est cependant hautement subjective, et se base sur la bonne maîtrise de l'outil de simulation par le modélisateur (Boyle et al., 2000).

Une autre méthode de calage, permise par les progrès dans le domaine des capacités de calcul numérique, utilise l'inversion des paramètres. L'algorithme d'inversion cherche alors à minimiser la valeur d'une fonction objectif définie par l'utilisateur, en faisant varier les valeurs des paramètres du modèle dans une gamme prédéfinie à l'aide de connaissance a priori (McLaughlin et Townley, 1996; Hill et al., 1998).

Cette fonction objectif est calculée à partir d'une estimation des écarts entre données observées et calculées. Ces erreurs peuvent être basées sur plusieurs types de données, par exemple hydrométriques et piézométriques. Ceci est particulièrement important dans les cas où les paramètres ajustés influencent les deux types de grandeurs. L'algorithme d'inversion s'arrête lorsque la fonction objectif atteint une valeur inférieure à un seuil prédéfini, pour lequel on considère que les erreurs de modélisation sont acceptables. Ces deux méthodes de calage seront utilisées

dans des contextes différents au cours de notre étude (cf. chapitre 2).

#### 1.2.4.2 Problème de non-unicité des paramètres (équifinalité)

Depuis longtemps certains auteurs ont démontré que l'un des principaux problèmes lors de la calibration des modèles hydrologiques vient du fait que différents jeux de valeurs peuvent donner des résultats équivalents. Ceci est lié à l'interdépendance des paramètres par l'intermédiaire des processus modélisés (Beven et Binley, 1992; Refsgaard, 1997). Une manière de réduire ce risque est de limiter le nombre de paramètres à calibrer. Pour cela on utilise la zonation, ou la connaissance a priori de certains paramètres dont la signification physique est la plus claire (Moore et Doherty, 2006). Cependant dans le cadre d'un modèle hydrologique distribué à base physique d'échelle régionale, le nombre de paramètres à caler est nécessairement important, en raison du nombre de zones, et du nombre de processus intervenant dans la formation des débits, qui sont tous représentés dans la structure du modèle (Beven et Binley, 1992; Beven, 1993; Refsgaard, 1997).

La fonction objectif connaîtra alors plusieurs minimums locaux voire plusieurs minimums globaux dans l'espace des paramètres. Ceci est la source d'une grande part de l'incertitude sur les paramètres des modèles. De plus des jeux de paramètres donnant des résultats équivalents en termes de valeur de la fonction objectif, peuvent donner des résultats sensiblement différents en termes de piézométrie et de débits. Au vu de ces difficultés, certains auteurs (Beven et Binley, 1992; Gupta et al., 1998) ont proposé des approches permettant de prendre en compte ces incertitudes dans les résultats des simulations, en conservant plusieurs jeux de paramètres équiprobables, qui donnent des débits simulés sous forme de fourchettes de valeurs.

#### 1.2.4.3 Choix de la fonction objectif / critères de performance des modèles

Lors de la phase de calage des modèles hydrologiques, un critère doit être défini pour permettre d'évaluer la qualité de la simulation et ainsi de comparer les performances de différents jeux de paramètres. Ce critère est basé sur la comparaison entre des données observées et les valeurs calculées par le modèle pour ces mêmes données. Il prend la forme d'une formule mathématique impliquant les écarts entre ces deux types de valeurs.

Dans le cas des modèles couplés surface / souterrain, les données les plus souvent disponibles consistent en des mesures des débits des cours d'eau et des niveaux piézométriques. Il est alors intéressant de chercher à reproduire les deux types de données, dont le calcul met en jeu des processus différents et pouvant être interconnectés de l'hydrosystème étudié. Ceci est particulièrement vrai dans le cas où d'importantes interactions existent entre les cours d'eau et la nappe. On peut alors évaluer des critères de performance sur les deux types de mesures reproduites. Certains algorithmes d'inversion utilisent une fonction objectif calculée grâce à une combinaison de ces différents résidus.

La question du choix du critère de qualité des modèles est abordée par de nombreux auteurs. Weglarczyk (1998) montre que les différentes mesures statistiques d'erreurs entre données observées et modélisées sont interdépendantes, et souligne ainsi que l'utilisation simultanée de plusieurs de ces mesures doit être faite avec soin. En effet certains critères basés sur la même estimation de base des erreurs ne pourront pas être optimisés en même temps, en raison d'une relation décroissante entre eux. Krause et al. (2005) ont étudié le comportement de plusieurs critères de qualité communément utilisés pour l'évaluation de modèles simulant les débits en rivières. Ils montrent grâce à plusieurs hydrogrammes synthétiques que les différents critères testés



sont plus ou moins sensibles à la bonne reproduction des différentes parties de la chronique de débits (étiages, crues...), ainsi qu'à des types d'erreurs différents (sous estimations, mauvaise dynamique...). Gupta et al. (1998) suggèrent que l'utilisation d'un seul critère de qualité est insuffisante pour évaluer les performances d'un modèle hydrologique, en raison de ces propriétés variables.

#### 1.2.4.4 Incertitudes résultantes

Ces différentes incertitudes, liées à l'utilisation de critères de performances particuliers, et la non unicité des jeux de paramètres optimaux, font qu'il est difficile de considérer une paramétrisation unique du modèle comme capable de représenter de façon exacte le comportement de l'hydrosystème. Certains auteurs proposent alors de considérer un ensemble de simulations comme pouvant représenter une bonne représentation de ce fonctionnement. On peut ainsi présenter des projections en terme de débits ou d'évolution des niveaux d'un aquifère sous forme d'un ensemble de valeurs possibles à chaque pas de temps (Beven et Binley, 1992; Freer et al., 1996; Gupta et al., 1998). Cependant dans un souci de réduire le nombre de simulations, on essaiera de conserver un nombre réduit de paramétrisations à utiliser simultanément.

### 1.3 Modélisation hydrogéologique du fossé rhénan supérieur

Comme on l'a vu à la section 1.1, plusieurs études de modélisation à l'échelle régionale ont déjà été menées sur l'aquifère alluvial transfrontalier du Rhin supérieur. Dans ce contexte, le projet VulNAR propose une approche multi-modèles afin d'améliorer la compréhension des principaux mécanismes à l'œuvre à l'échelle régionale. Ce projet est basé sur la collaboration de plusieurs équipes de recherche aux spécificités disciplinaires différentes : le LHyGeS de l'Université de Strasbourg, le CNRM de Météo France à Toulouse et le laboratoire Sisyphe/Centre de Géosciences de l'Université Pierre et Marie Curie et de Mines Paristech à Paris.

Le travail présenté dans ce mémoire constitue la partie du projet VulNAR réalisée au Centre de Géosciences de Mines Paristech et au laboratoire Sisyphe de l'Université Pierre et Marie Curie. De fortes interactions ont cependant existé avec les autres équipes. Nous avons développé un modèle régional de la zone étudiée, à l'aide d'un modèle hydrogéologique classique, le modèle MODCOU. La paramétrisation de la partie souterraine de ce modèle s'est appuyée sur celle du modèle HPP développé au LHyGeS à l'aide d'une approche inverse. L'inversion des paramètres hydrodynamiques par HPP-INV a été elle-même basée sur l'utilisation de flux d'infiltration issus de la partie de surface de MODCOU. D'autre part les forçages atmosphériques ont été obtenus par une collaboration avec Météo-France, les interactions dans le cadre du projet nous ayant permis d'améliorer la qualité de ces données localement.

Dans le chapitre suivant, nous détaillerons les étapes de développement de l'application MODCOU à l'hydrosystème du fossé rhénan supérieur. Les interactions avec d'autres parties du projet VulNAR ayant permis des avancées dans la modélisation seront aussi explicitées et les résultats obtenus seront présentés sous forme de comparaison avec les données d'observation de l'hydrosystème disponibles.



# Construction d'un modèle de l'hydrosystème du fossé rhénan supérieur

---

## Sommaire

---

<b>2.1</b>	<b>Le modèle couplé MODCOU</b>	<b>26</b>
2.1.1	Dicrétisation du domaine d'étude	27
2.1.2	Module de surface	27
2.1.2.1	Bilans hydriques : fonctions de production	27
2.1.2.2	Simulation du stock de neige	28
2.1.2.3	Routage du ruissellement	30
2.1.2.4	Ecoulement en rivières	30
2.1.3	Module souterrain	30
2.1.3.1	Hypothèses de modélisation	31
2.1.3.2	Représentation des aquifères multicouches	31
2.1.4	Modélisation des interactions	31
2.1.4.1	Zone non saturée	31
2.1.4.2	Echanges surface-souterrain	31
2.1.4.3	Mailles gouffres	32
<b>2.2</b>	<b>Mise en œuvre sur le bassin du Rhin supérieur</b>	<b>32</b>
2.2.1	Réseau hydrographique et maillage de surface	33
2.2.1.1	Domaine modélisé	33
2.2.1.2	Analyse du modèle numérique de terrain	33
2.2.1.3	Définition du réseau hydrographique	34
2.2.1.4	Maillage de surface	34
2.2.2	Définition du domaine souterrain	36
2.2.2.1	Choix pour la discrétisation de l'aquifère	36
2.2.2.2	Conditions aux limites	37
2.2.3	Forçages météorologiques	38
2.2.3.1	L'analyse SAFRAN	39
2.2.3.2	Raffinement sur les bassins versants montagneux	41
2.2.3.3	Mise en évidence d'un biais et correction des données SAFRAN	43
2.2.4	Simulation du stock de neige	44
2.2.5	Zone non saturée	46
2.2.5.1	Types de zones non saturées	46
2.2.5.2	Paramètres de la ZNS	46
<b>2.3</b>	<b>Calibration du module de bilan hydrique</b>	<b>47</b>
2.3.1	Définition des fonctions de production	48

2.3.1.1	Occupation des sols . . . . .	48
2.3.1.2	Types de sols . . . . .	48
2.3.1.3	Fonctions de production . . . . .	49
2.3.2	Méthode de calibration . . . . .	49
2.3.2.1	Données de calibration . . . . .	49
2.3.2.2	Fonctions de production calibrées . . . . .	52
2.3.2.3	Paramètres calibrés . . . . .	52
<b>2.4</b>	<b>Simulations couplées en temps présent . . . . .</b>	<b>56</b>
2.4.1	Paramètres hydrodynamiques . . . . .	56
2.4.1.1	Transmissivités . . . . .	56
2.4.1.2	Coefficients d'emménagement . . . . .	58
2.4.1.3	Paramètres des échanges nappe-rivières . . . . .	58
2.4.2	Conditions aux limites transitoires . . . . .	58
2.4.2.1	Prise en compte des prélèvements . . . . .	58
2.4.2.2	Débits du Rhin . . . . .	59
2.4.2.3	Hauteurs variables dans le Rhin . . . . .	59
2.4.2.4	Hauteurs et débits variables dans le canal de la Hardt . . . . .	63
2.4.3	Modifications de l'algorithme de calcul des échanges nappe-rivières . . . . .	64
2.4.4	Estimation du fonctionnement de l'aquifère et analyse de sensibilité du modèle aux paramètres . . . . .	66
2.4.4.1	Résumé en français . . . . .	67
2.4.4.2	Article soumis à Journal of Hydrology . . . . .	67
2.4.4.3	Incertitudes sur les coefficients d'emménagement . . . . .	93
<b>2.5</b>	<b>Présentation des chroniques hydrométriques et piézométriques simulées</b>	<b>96</b>
<b>2.6</b>	<b>Conclusions . . . . .</b>	<b>96</b>

---

Dans cette partie nous présentons d'abord les outils de modélisation utilisés au cours de l'étude, et en particulier le modèle hydrogéologique MODCOU. Ce modèle a déjà été mis en œuvre sur des systèmes hydrologiques d'échelle régionale, comme le bassin de la Seine (Gomez, 2002), le bassin du Rhône (Habets, 1998; Golaz, 1999), ainsi qu'à l'échelle de toute la France pour sa partie souterraine (Habets et al., 2008). Nous détaillons ici les concepts sous jacents et les différents processus pris en compte par ce modèle, avant de détailler sa mise en œuvre sur l'hydrosystème du Rhin supérieur. Les différentes phases de cette construction seront explicitées, y compris les interactions avec les fournisseurs de données météorologiques. La stratégie de calibration et de paramétrisation du modèle adoptée sera ensuite présentée, concernant à la fois le bilan hydrique de surface, et le modèle de l'aquifère alluvial. Les choix effectués pour les conditions aux limites du modèle seront également précisés, ainsi que les conséquences induites par ces conditions pour les simulations sous changement climatique.

## 2.1 Le modèle couplé MODCOU

MODCOU est un code de modélisation hydrogéologique couplé surface/souterrain, développé par Ledoux (1980), au Centre de Géosciences de l'Ecole des Mines de Paris. Il permet de représenter le cycle de l'eau à l'échelle régionale, de manière distribuée grâce à la discrétisation en mailles carrées du domaine d'étude.

### 2.1.1 Dicrétisation du domaine d'étude

Le domaine d'étude, correspondant à un ou plusieurs bassins versants, ou à l'extension d'un système aquifère, est discrétisé en mailles carrées de tailles variables. Sur la couche de surface, des mailles spécifiques sont définies comme appartenant au réseau hydrographique, les mailles rivières. Ce sont en général les mailles les plus petites. Des règles de voisinage horizontal font que les mailles de taille  $a$  ne peuvent avoir pour voisines directes que des mailles de taille  $a$ ,  $\frac{a}{2}$  ou  $2a$ .

Verticalement, la discrétisation se fait avec une couche par niveau aquifère, les niveaux semi perméables à écoulement majoritairement vertical n'étant pas représentés explicitement. Ces couches souterraines sont également discrétisées horizontalement en mailles carrées de tailles variables, avec les mêmes règles de voisinage horizontal. Les règles de voisinage vertical suivent le même principe, une maille de taille  $a$  ne pouvant avoir comme voisines verticales que des mailles de taille  $a$ ,  $2a$  ou  $\frac{a}{2}$ . En général la taille des mailles augmente avec la profondeur, le nombre de données disponibles pour les couches profondes étant moins important.

### 2.1.2 Module de surface

#### 2.1.2.1 Bilans hydriques : fonctions de production

Les fonctions de production permettent de paramétrer le modèle à réservoir simulant la répartition de la lame d'eau disponible au sol entre évapotranspiration réelle, infiltration et ruissellement à partir des précipitations et ETP journalières. Les paramètres des fonctions de production sont au nombre de sept (2.1) :

- CRT et DCRT permettent de calculer à chaque pas de temps la lame d'eau disponible pour l'écoulement, en fonction du stock dans le premier réservoir de bilan et de la lame d'eau fournie par les précipitations ou la fonte de neige. On en déduit la lame évapotranspirée en fonction de l'ETP.
- FN indique la lame d'eau maximum pouvant s'infiltrer dans le sol à chaque pas de temps, et correspond au second réservoir qui partitionne la lame disponible pour l'écoulement entre ruissellement et infiltration. Ce fonctionnement correspond à un écoulement hortonien.
- CQI et CQR correspondent à des coefficients de vidange des réservoirs d'infiltration et de ruissellement du sol, qui sont des réservoirs de transferts de la lame écoulée. Ces paramètres permettent d'induire un retard à l'infiltration et au ruissellement afin de représenter les composantes lentes de ces écoulements.
- QIMAX et QRMAX sont les capacités maximales des réservoirs d'infiltration et de ruissellement respectivement. Ils permettent d'induire si besoin des écoulements rapides dans le cas où de grandes quantités d'eau sont disponibles.

Le fonctionnement de ce modèle à réservoir est décrit plus en détail par [Ledoux \(1980\)](#); [Golaz \(1999\)](#); [Korkmaz \(2007\)](#). Les différentes fonctions de production sont définies par les types de sols et l'occupation des sols, ces deux facteurs intervenant dans la répartition de l'eau disponible au sol. En effet la présence d'un certain type de végétation, ou de surfaces imperméabilisées est déterminante pour les quantités d'eau qui pourront être évapotranspirées ou infiltrées. De même la nature du sol, rendant celui-ci plus ou moins perméable, et influençant sa capacité de stockage, est déterminante pour ces bilans en eau.

Sur chaque maille de surface du modèle, on définit un pourcentage de chacune des fonctions de production grâce aux outils SIG nous permettant de croiser le maillage avec les informations spatialisées de types de sols et d'occupation des sols. Ces pourcentages sont ensuite utilisés pour

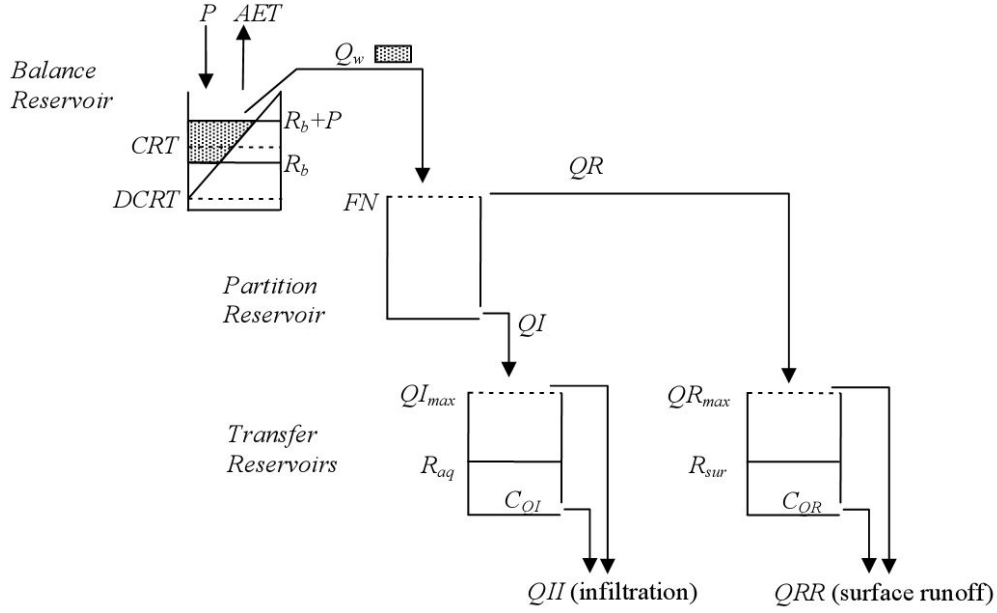


FIGURE 2.1 – Schéma de fonctionnement du modèle à réservoir pour les fonctions de production (d'après Korkmaz (2007)).

déterminer les bilans en eau des mailles de surface.

### 2.1.2.2 Simulation du stock de neige

Un module est dédié à la simulation du stockage et de la fonte de neige en surface. Ce module intervient en amont du calcul du bilan hydrique de surface par les fonctions de production. Comme on l'a vu au chapitre 1, la prise en compte explicite de la neige est importante pour la simulation de l'hydrosystème de la plaine du Rhin, ce module sera donc décrit de manière plus détaillée ici.

Ce module a pour effet de modifier les forçages météorologiques du modèle de calcul du bilan hydrique de surface, en lui fournissant à chaque pas de temps des lames d'eau disponibles au sol issues de la simulation des processus de stockage et de fonte dans le manteau neigeux, ainsi que des ETP adaptées à partir des ETP initiales.

En effet l'évaporation directe du manteau neigeux (sublimation) est considérée comme négligeable et n'est donc pas prise en compte. Là où un couvert neigeux existe une évaporation des lames d'eau disponibles au sol sera considérée possible seulement dans les zones à couvert forestier. En effet dans ces zones le manteau neigeux est généralement plus discontinu que dans les zones à découvert. Pour les zones à découvert où un manteau neigeux est présent, l'ETP est donc systématiquement mise à zéro afin d'empêcher toute évaporation de l'eau disponible à la surface du sol.

Afin de calculer ces lames d'eau disponibles à chaque pas de temps, un stock de neige exprimé en millimètres d'eau est donc géré par le module de gestion de la neige. La prise en compte de son évolution par accumulation de neige et par fonte est basée sur un modèle de type degré-jour, dont le fonctionnement est résumé par le schéma de la figure 2.2. A chaque pas de temps de calcul,

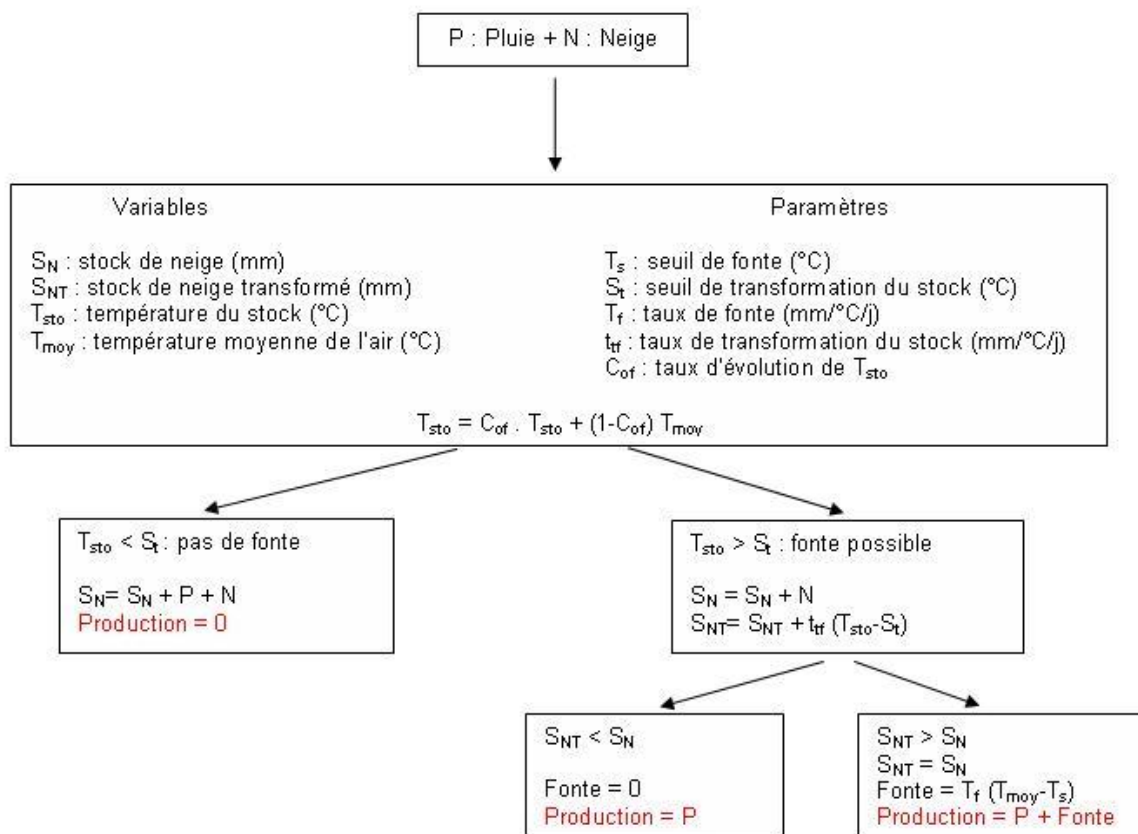


FIGURE 2.2 – Schéma de fonctionnement du module de gestion de la neige.

le stock est augmenté de la quantité de neige précipitée, mais aussi éventuellement de la pluie tombant sur le stock existant, qui peut geler et être stockée à son tour. Le module détermine également une température  $t_{sto}$  du stock de neige si celui-ci existe. Elle est calculée à partir de la température du stock au pas de temps précédent, et de la température de l'air  $t_{moy}$  au pas de temps courant. Si cette température est inférieure à la température seuil de transformation  $sts$ , il n'y a pas de fonte, et la pluie tombée sur le stock existant est transformée en neige. Si la température du stock est supérieure à  $sts$ , la pluie est directement disponible pour l'écoulement ou l'ETR, et une fonte partielle du stock peut se produire, donnant une lame d'eau liquide dans le stock neigeux. Cette lame s'ajoute alors à la lame d'eau liquide déjà stockée dans le manteau neigeux, et est égale à  $ttfc(t_{sto} - sts)$ , avec  $ttfc$  le taux de transformation en mm/ $^{\circ}\text{C}$ .

Lorsque cette lame d'eau devient supérieure à la capacité de stockage d'eau liquide dans le manteau neigeux  $snc$ , une lame de fonte est produite au sol, qui s'ajoute à la pluie tombée. Cette lame de fonte est égale au minimum de  $snc$  et  $tf(t_{moy} - ts)$ , où  $tf$  est le taux de fonte en mm/ $^{\circ}\text{C}/\text{j}$  et  $ts$  la température seuil de fonte, et reste nulle si la température de l'air est inférieure à  $ts$ . Les paramètres  $tf$ ,  $ttf$  et  $ts$  ont des valeurs différentes pour les zones sous couvert forestier et les zones à découvert.

### 2.1.2.3 Routage du ruissellement

Le ruissellement produit par les fonctions de production sur chaque maille de surface est routé vers la maille rivière la plus proche grâce à la définition de zones isochrones. Ces zones isochrones sont constituées d'un ensemble de mailles sur lesquelles l'eau met le même nombre de pas de temps à rejoindre une maille rivière donnée. Le ruissellement arrivant à une maille rivière au pas de temps  $t$  est alors égal à

$$Qr(t) = \sum_{k=1}^N qr_k(t - k.dt) \quad (2.1)$$

$N$  étant le nombre de zones isochrones pour cette maille rivière, et  $qr_k(t - k.dt)$  le ruissellement produit sur la zone isochrone  $k$  au pas de temps  $t - k.dt$ , avec  $dt$  le pas de temps de calcul.

### 2.1.2.4 Ecoulement en rivières

Le transfert de l'eau en rivière utilise également le concept de zones isochrones. Le réseau hydrographique est découpé en biefs regroupant les mailles d'une branche du réseau caractérisées par le même nombre de pas de temps d'écoulement jusqu'à l'exutoire du réseau hydrographique. A chaque pas de temps un stock en eau est attribué à chaque bief, calculé comme la somme des stocks d'eau sur les mailles rivières constituant le bief. Un coefficient de vidange  $xkb$  permet de déterminer le volume d'eau qui en sort par sa limite aval. Sa valeur correspond à celle du plus petit coefficient de vidange des mailles constituant le bief. Le volume d'eau dans un bief au pas de temps  $t$  est calculé comme suit :

$$V_b(t) = (1 - xkb)(V_b(t - dt) + Qr(t - dt) + Qnap(t - dt)) + \sum_{k=1}^N xkb_k(V_k(t - dt) + Qr_k(t - dt) + Qnap_k(t - dt)) \quad (2.2)$$

Les  $N$  biefs  $k$  représentent les biefs situés directement en amont du bief  $b$ ,  $Qr$  la quantité d'eau apportée au bief par ruissellement, et  $Qnap$  la quantité d'eau apportée au bief par drainage de la nappe.

Ce volume est ensuite réparti entre les différentes mailles rivières du bief, en fonction de leur taille et de leur coefficient de vidange, ce qui permet d'obtenir des volumes d'eau disponibles dans chaque maille rivière. Par contre le module de simulation des écoulements en rivières ne permet pas de calculer des hauteurs d'eau dans les mailles rivières : les niveaux d'eau pris en compte dans le modèle sont fixes, et ne dépendent pas des débits simulés en rivières.

De plus un bief rivière peut avoir plusieurs biefs amont, mais ne peut avoir qu'un seul bief aval, car les règles de définition du réseau de drainage ne permettent pas à une maille de surface d'avoir plusieurs mailles aval.

Dans une version modifiée, MODCOU est couplé avec le modèle d'écoulement en rivière RAPID (David et al., 2011), basé sur l'équation de Muskingum (cf. 2.4.3).

### 2.1.3 Module souterrain

Le module souterrain de MODCOU est inspiré du code de simulation 3D des systèmes aquifères multicouches NEWSAM (de Marsily et al., 1978). Cependant il représente une simplification de ce modèle, notamment en ce qui concerne la conceptualisation de la représentation 3D.



### 2.1.3.1 Hypothèses de modélisation

La simulation des écoulements souterrains est faite selon un schéma pseudo-3D, la dimension verticale étant prise en compte implicitement par la notion de transmissivité pour paramétrer les couches aquifères. Ce schéma correspond à l'hypothèse de Dupuit qui consiste à négliger la composante verticale des écoulements en nappe (cf. chapitre 1). Une autre hypothèse faite implicitement dans MODCOU, est que les épaisseurs mouillées de l'aquifère varient peu dans le temps par rapport à l'épaisseur mouillée totale. Ainsi les transmissivités utilisées sont constantes dans le temps.

### 2.1.3.2 Représentation des aquifères multicouches

Comme on l'a vu précédemment les niveaux aquifères sont discrétisés en mailles carrées de tailles variables. Les niveaux piézométriques sur chacune de ces mailles sont alors calculés par résolution de l'équation de diffusivité grâce à la méthode des différences finies. Pour la discrétisation en temps une approximation implicite ou explicite est utilisée en fonction du pas de temps de calcul.

Sur chaque maille un terme source ou puits est également pris en compte si des pompages ou injections existent. Il est augmenté du débit de perte des rivières dans le cas où les interactions surface/souterrain sont prises en compte et où les rivières s'infiltreront vers la nappe. Les conditions aux limites du système peuvent se traduire par des mailles à potentiels ou à flux imposés.

## 2.1.4 Modélisation des interactions

Les interactions entre les domaines de surface et souterrain sont simulées par la prise en compte de plusieurs processus qui ont la particularité d'engendrer des flux d'eau entre ces deux domaines fortement couplés.

### 2.1.4.1 Zone non saturée

Sur chaque maille de surface, une épaisseur de zone non saturée (ZNS) peut être déterminée grâce à la profondeur locale du toit de la nappe. Si cette épaisseur est significative, le modèle permet de prendre en compte le retard à l'infiltration lié à la traversée de cette zone par l'eau. Ceci est réalisé par l'utilisation d'une cascade de Nash c'est-à-dire d'un modèle simulant l'écoulement dans des réservoirs en cascade, qui se déversent successivement les uns dans les autres. Le nombre de réservoirs pris en compte pour chaque maille dépend de l'épaisseur de la ZNS. La vidange de chaque réservoir dans le suivant se fait suivant une loi exponentielle, utilisant une constante de temps propre au type de ZNS. Cette constante de temps traduit la perméabilité globale de la ZNS, qui découle de la géologie locale.

Le débit de recharge  $Q_{rech}$  arrivant à la nappe en bas de la ZNS à un instant  $t$ , provoqué par une infiltration  $Q_i$  en surface à un instant  $t'$  antérieur est donné par

$$Q_{rech}(t) = \frac{Q_i(t')}{\tau(N-1)!} \exp\left(-\frac{t-t'}{\tau}\right) \left(\frac{t-t'}{\tau}\right)^{N-1} \quad (2.3)$$

Avec  $N$  le nombre de réservoirs et  $\tau$  la constante de temps.

### 2.1.4.2 Echanges surface-souterrain

Les échanges nappe-rivières sont modélisés dans les deux sens par MODCOU. Deux types d'échanges sont pris en compte :

- sur les mailles rivières, un débit d'échange proportionnel à la différence de charge entre la rivière et la nappe est simulé. Le coefficient de proportionnalité  $T_p$  est appelé coefficient de transfert nappe-rivières (cf. chapitre 1), et est exprimé en  $\text{m}^2/\text{s}$ . Dans ce cas de figure un débit maximal d'infiltration  $Q_{lim}$ , appelé débit limite, est imposé pour le cas où la rivière et la nappe se retrouvent déconnectées. Ceci évite l'augmentation du débit d'infiltration jusqu'à de très fortes valeurs peu réalistes. Le débit d'infiltration sur une maille rivière est également limité par le volume d'eau disponible dans cette maille, traduit par le débit  $Q_{dis}$ . Ce débit d'échange, compté positivement lorsque de l'eau est infiltrée vers la nappe est donc exprimé par

$$Q_{ech} = \min(Q_{lim}, Q_{dis}, T_p(H_{riv} - H_{nap})) \quad (2.4)$$

- $H_{nap}$  représentant la charge piézométrique dans la nappe et  $H_{riv}$  la cote de l'eau en rivière.
- sur les mailles hors réseau hydrographique, la nappe peut seulement être drainée lorsqu'elle atteint la cote du sol. Dans ce cas la quantité d'eau extraite de la nappe est également calculée grâce à un coefficient de transfert vers les drains, et est proportionnelle à la différence entre la cote de la nappe simulée et la cote du sol sur la même maille. Ce volume d'eau est transféré immédiatement vers la maille rivière la plus proche.

La possibilité pour les rivières de s'infiltrer vers la nappe a peu été employée dans les précédentes études utilisant le modèle MODCOU, le paramètre  $Q_{lim}$  étant le plus souvent pris nul sur les grands bassins français.

La prise en compte de niveaux d'eau variables en rivière n'est pas prévue dans le modèle, mais peut facilement être ajoutée par l'écriture d'un sous-programme dédié. En effet dans le cas d'interactions dans les deux sens entre la surface et le souterrain, ces variations constituent un paramètre important. Dans le cadre du présent travail, on a cherché à déterminer une méthode de calcul de ces niveaux d'eau en fonction du débit dans le cours d'eau, qui soit utilisable lors de simulations en changement climatique (cf. section 2.2)

### 2.1.4.3 Mailles gouffres

Un autre type d'interaction pouvant exister et déjà évoqué au chapitre 1 correspond au cas où le ruissellement de surface s'écoule sur un versant sur lequel la capacité d'infiltration des sols évolue vers l'aval (augmentation de la perméabilité verticale des sols, diminution de la pente). Ce processus est pris en compte de manière simplifiée dans MODCOU, grâce à l'utilisation de mailles spécifiques appelées « gouffres » : tous les volumes d'eau ruisselés sur les mailles amont de la maille gouffre au sens du réseau de drainage sont routés vers celle-ci, puis directement infiltrés vers la nappe. Les mailles gouffres ne peuvent pas correspondre à des mailles rivières.

## 2.2 Mise en œuvre sur le bassin du Rhin supérieur

Comme on l'a vu dans le chapitre 1, le bassin du Rhin supérieur est un bassin transfrontalier, ce qui implique certaines spécificités lors de la collecte des données nécessaires au développement d'un modèle hydrogéologique. En effet pour chaque type de données on a en général à faire à deux organismes différents, l'un français et l'autre allemand, et le format des données peut différer de manière importante entre les deux. Un premier exemple est fourni par les données topographiques, pour lesquelles le systèmes de coordonnées géographiques ainsi que la référence altitudinale diffèrent entre la France et l'Allemagne. Par conséquent le travail de collecte et

de mise en forme des données nécessaires a été plus long que ce qu'il aurait été sur un bassin national.

## 2.2.1 Réseau hydrographique et maillage de surface

### 2.2.1.1 Domaine modélisé

Les limites du domaine pris en compte dans le modèle régional sont données à l'Est et à l'Ouest par les crêtes de la Forêt Noire et des Vosges. La localisation géographique de ces crêtes est faite à l'aide d'un modèle numérique de terrain.

L'exutoire du bassin a été pris au niveau de la station hydrométrique de Lauterbourg sur le Rhin. En amont le domaine est limité au niveau de Bâle, zone où le rétrécissement du couloir rhénan constitue une délimitation hydrologique nette, entre le Rhin supérieur au Nord et le Haut Rhin au Sud.

### 2.2.1.2 Analyse du modèle numérique de terrain

La construction du réseau de drainage du domaine modélisé est basée sur l'analyse d'un modèle numérique de terrain (MNT). Le MNT que nous avons utilisé est le MNT SRTM de la NASA à 3 secondes d'arc, qui a été transformé pour obtenir un MNT en coordonnées Lambert II étendu avec un pas de 50 m.

L'analyse du modèle numérique de terrain est faite grâce à un logiciel dédié, HydroDem, développé au CEMAGREF de Lyon par Etienne Leblois. Ce programme détermine pour chaque cellule du MNT sa direction de drainage, parmi les quatre directions possibles (Nord, Sud, Est et Ouest). La direction de drainage est donnée par la direction de la maille voisine dont l'altitude est la plus faible. Ensuite, à partir d'un point choisi comme exutoire du bassin, il détermine les limites topographiques du domaine, défini comme l'ensemble des mailles se drainant au point exutoire. Bien sûr une telle procédure rencontre des difficultés en raison de la présence dans le MNT de « trous », cellules dont l'altitude est plus faible que celles de ses quatre voisines. Ce type de problème inhérent à la résolution du MNT est résolu à la main en imposant une direction de drainage pour ces mailles.

De plus, dans le cadre de ce travail la topographie très plate de la plaine fait que la détermination automatique du réseau de drainage ne donne pas de bons résultats dans cette zone. Afin de s'assurer que les rivières construites suivaient bien le même parcours que les rivières réelles le réseau de drainage obtenu a donc été forcé grâce à la base de données Carthage indiquant les positions géographiques des cours d'eau. Ceci a permis de limiter les corrections manuelles à appliquer au réseau de drainage.

La taille des cellules du MNT à 50 m conduirait à un nombre de mailles trop important pour la couche de surface du modèle MODCOU. Pour cette raison, une fois le réseau de drainage avec les cellules de 50 m obtenu, un regroupement est effectué afin de travailler sur un maillage de base avec des mailles à 200 m. Pour chaque regroupement de quatre cellules de 50 m, la direction de drainage de la maille obtenue est déterminée automatiquement par HydroDem, et correspond à celle des quatre mailles qui draine la superficie la plus grande. Une fois ce regroupement effectué, de nouvelles erreurs dans le réseau de drainage peuvent apparaître, qui sont à nouveau corrigées à la main en imposant une direction de drainage.

### 2.2.1.3 Définition du réseau hydrographique

Une fois un réseau de drainage correct obtenu, HydroDem permet aussi de définir le réseau hydrographique maillé. Pour cela on choisit une taille de bassin versant minimale, et toute cellule drainant une superficie supérieure à celle-ci est désignée comme faisant partie du réseau hydrographique.

Dans notre cas, la taille de bassin versant minimale utilisée dépend du domaine où l'on se trouve. En effet, dans les bassins versants montagneux, on cherche à représenter les bassins versants des stations hydrométriques les plus amont, de l'ordre de quelques kilomètres carrés. On choisit donc une taille minimale de bassin versant nous permettant de simuler les débits en rivières pour des superficies de bassins versants de cet ordre de grandeur. La valeur utilisée est de 5 km<sup>2</sup>.

Au contraire dans la plaine, le réseau hydrographique est dense en raison de la présence de nombreux cours d'eau phréatiques. De plus la topographie étant très modérée, il est difficile de déterminer des limites de bassins versants pour une grande partie des rivières : le réseau de drainage déterminé par analyse du MNT n'est pas forcément significatif. Ceci est d'autant plus vrai que l'on sait que le ruissellement est un processus très minoritaire en plaine, en raison de faibles pentes et de la forte perméabilité verticale des sols. Pour ces raisons, dans la plaine on a utilisé un seuil de superficie de bassins versants plus élevé pour la définition du réseau hydrographique, de 40 km<sup>2</sup>.

Les deux réseaux hydrographiques, en montagne et en plaine, ont ensuite été raccordés à l'aide des outils de ARCGIS au niveau des limites Est et Ouest de la plaine. En particulier, certaines rivières des Vosges ou de la Forêt Noire se trouvaient interrompues à leur entrée dans la plaine, en raison de l'augmentation du seuil de superficie de bassin versant. On a alors automatiquement défini les mailles aval comme mailles rivières.

La figure 2.3 représente le réseau hydrographique modèle obtenu, ainsi que les réseaux hydrographiques réels. La base de données hydrographique sur les cours d'eau allemands est plus détaillée, d'où la plus grande densité du réseau hydrographique représenté côté allemand.

Il faut par ailleurs rappeler ici que MODCOU ne permet pas de simuler de diffuences du réseau hydrographique (cf. section 2.1), qui sont nombreuses dans le réseau de la plaine d'Alsace et de Bade (cf. chapitre 1). L'absence de représentation de ces phénomènes dans MODCOU fait que sur de nombreuses branches du réseau hydrographique de la plaine, les débits mesurés aux stations hydrométriques ne pourront pas être correctement reproduits par le modèle.

#### 2.2.1.4 Maillage de surface

A partir de ce maillage à 200 m sur lequel on a défini le réseau hydrographique, le maillage de surface peut être construit. L'objectif est de réduire le nombre de mailles de la couche de surface, tout en gardant une bonne définition des limites de bassins versants et des cours d'eau. Ceci est fait en regroupant les mailles de 200 m à l'intérieur d'un même bassin versant, à l'exclusion des mailles rivières.

Pour cela, des sous bassins versants sont définis comme des ensembles de mailles drainées par un même bief de rivière. Deux mailles appartenant à des sous bassins différents ne peuvent pas être regroupées. A l'intérieur de ces sous bassins les regroupements sont faits en respectant les règles de voisinages, selon lesquelles une maille de taille  $a$  ne peut avoir que des voisines de taille  $a$ ,  $\frac{a}{2}$  et  $2a$ .

Le nombre de sous bassins de départ étant trop important pour atteindre un nombre de mailles de surface satisfaisant, on a regroupé entre eux les sous bassins proches et situés sur un

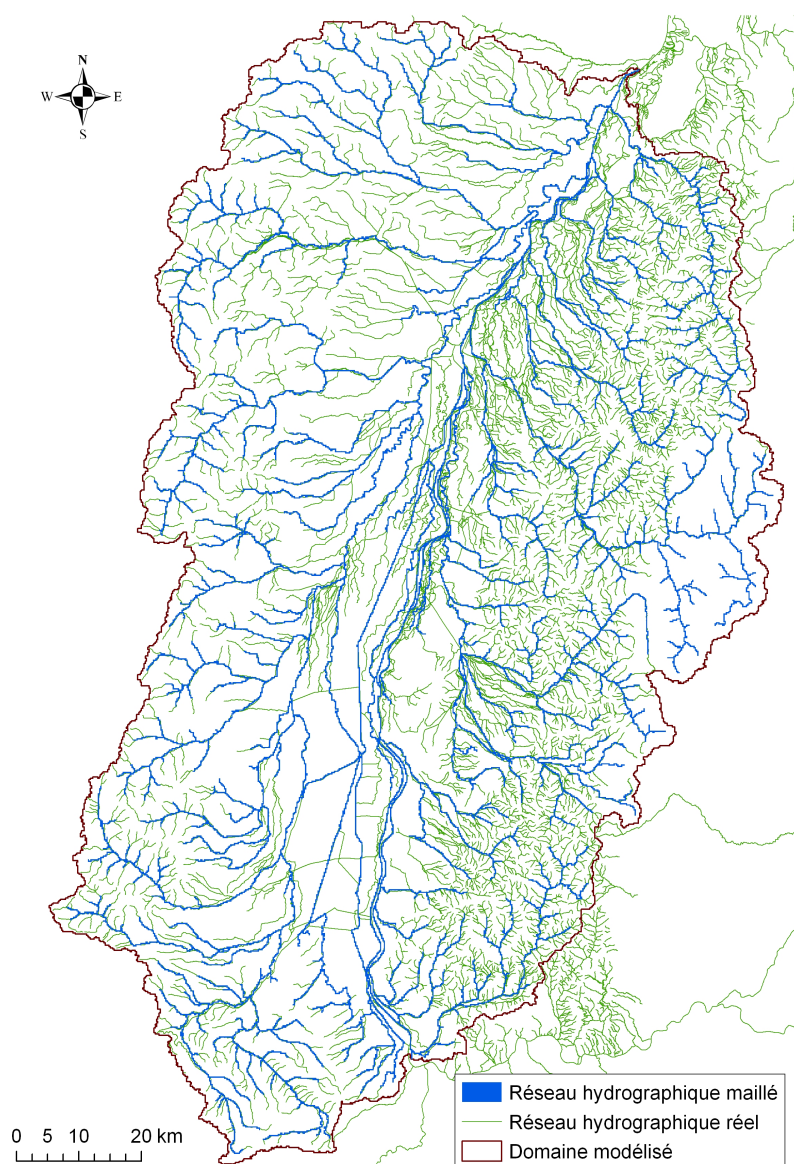


FIGURE 2.3 – Réseau hydrographique modèle (en bleu) et réseaux hydrographiques réels (en vert) sur le domaine modélisé.

même cours d'eau. Ces regroupements de sous bassins sont particulièrement nombreux en plaine, où les limites de bassins définies par le MNT n'ont pas vraiment de signification hydrologique. On est passé ainsi de 190 sous bassins au départ à 19 seulement, sur l'ensemble du domaine.

Pour construire le maillage de la couche de surface, une taille maximale est également définie pour les mailles de surface. Cette taille a été choisie égale à 1600 m. En effet étant donnée la densité du réseau hydrographique, une taille maximale plus importante ne permettait pas de réduire le nombre total de mailles obtenues après regroupement. Avec ces critères le nombre de mailles de surface obtenu est de 99715 (cf. figure 2.5).

## 2.2.2 Définition du domaine souterrain

### 2.2.2.1 Choix pour la discrétisation de l'aquifère

Comme on l'a vu dans la partie 1, les alluvions peuvent être divisées verticalement en deux formations principales, la formation de Neuenburg et la formation de Breisgau. Cependant dans l'optique d'une modélisation hydrodynamique avec prévision des impacts quantitatifs du changement climatique sur l'aquifère, nous avons fait le choix de ne considérer qu'une seule couche aquifère pour les alluvions. En effet aucun horizon continu séparant les deux formations n'existe à l'échelle régionale, on peut donc considérer qu'il y a continuité entre les cotes piézométriques des deux formations.

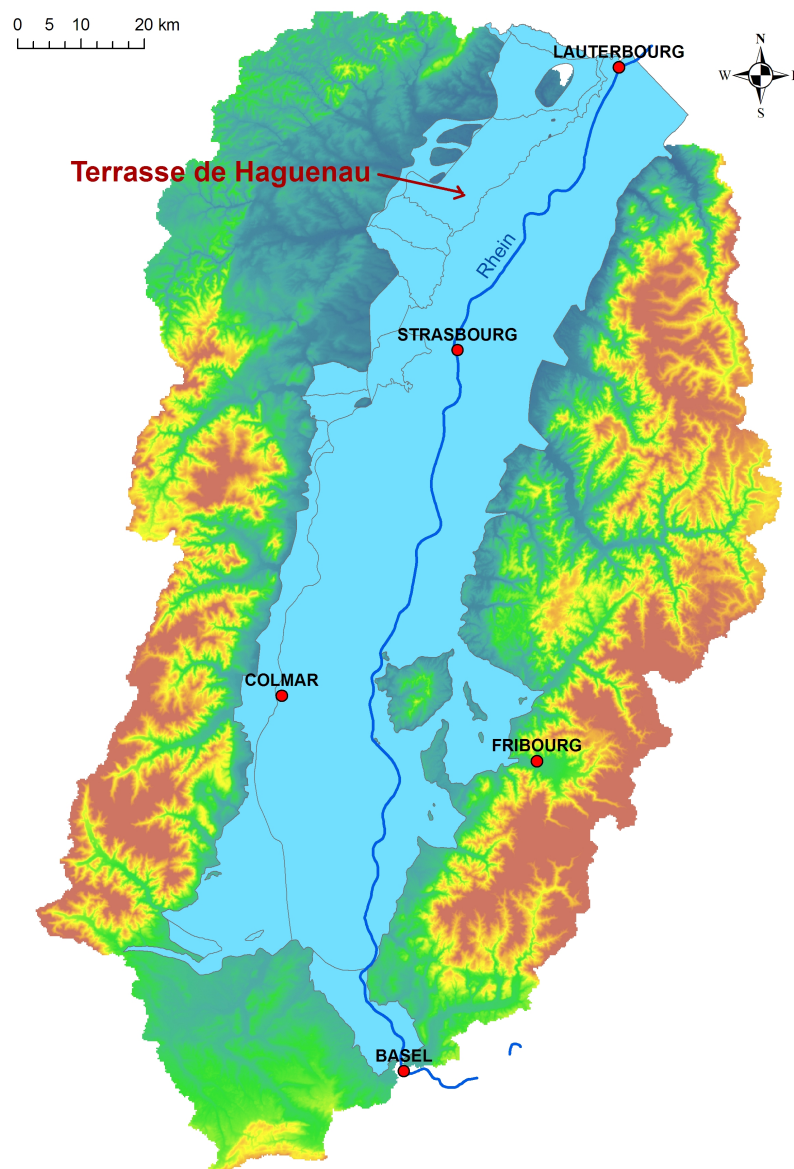


FIGURE 2.4 – Principales unités hydrogéologiques de la plaine alluviale du Rhin supérieur (données BRGM).

Par ailleurs, comme on l'a vu le substratum de l'aquifère est généralement considéré comme correspondant au toit de la formation des alluvions du Pliocène ou des marnes tertiaires là où le Pliocène est inexistant (partie Sud de la plaine), en raison des conductivités hydrauliques bien plus faibles de ces deux formations. Cependant, au Nord Ouest de la plaine, la formation du Pliocène affleure en surface, au niveau de la terrasse de Haguenau (cf. figure 2.4). Cette partie des alluvions pliocènes est en continuité avec celles qui se trouvent sous les alluvions quaternaires plus à l'Est, mais les conductivités hydrauliques dans la zone de la terrasse de Haguenau seraient plus élevées que dans la zone sous couverture quaternaire. De plus, en raison du contraste de perméabilités existant avec les alluvions quaternaires, il est probable qu'au niveau de la limite Est de la terrasse de Haguenau, celles-ci soient alimentées directement par de l'eau provenant des alluvions pliocènes à l'Ouest. Par conséquent dans la représentation géographique de l'aquifère alluvial, on choisit d'inclure les alluvions pliocènes de la terrasse de Haguenau.

L'extension horizontale de l'aquifère a été déterminée grâce à des couches géoréférencées concernant la géométrie du réservoir fournies par le Service Géologique Régional d'Alsace (BRGM), ainsi que grâce à des données géoréférencées concernant les formations de Neuenburg et de Breisgau du LGRB Bade-Wurtemberg. La géométrie de ces formations ayant été revue depuis le projet MoNit, en particulier au niveau du BRGM, on obtient des extensions horizontales légèrement différentes, au niveau des limites Est et Ouest de la plaine. La principale différence reste cependant la prise en compte de la terrasse de Haguenau dans l'extension de l'aquifère.

Il a été choisi de garder les mêmes tailles de mailles pour l'aquifère que pour la couche de surface. Ainsi le maillage de la couche souterraine est construit en extrayant la partie du maillage de surface comprise dans les limites déterminées pour l'extension de l'aquifère (cf. figure 2.5).

### 2.2.2.2 Conditions aux limites

Les conditions aux limites du modèle souterrain ont été déterminées à partir de la connaissance du comportement hydraulique aux limites physiques de l'aquifère. Aux limites Nord et Sud, à proximité du Rhin, on utilise des conditions de niveaux piézométriques imposés. Ces conditions de potentiels imposés concernent 145 mailles au total (cf. figure 2.6).

Pour choisir les niveaux piézométriques à imposer aux mailles concernées, on a utilisé les données des piézomètres existant le long de la limite Nord. Un niveau piézométrique moyen est calculé pour chaque piézomètre, puis ces niveaux sont interpolés le long de la limite pour les mailles où ne se trouve aucun piézomètre. Pour la limite Sud aucun piézomètre n'est situé sur les mailles constituant cette limite du côté français. On a donc utilisé deux piézomètres se trouvant un peu en aval (au Nord) de la limite. Le premier est proche de la bordure Ouest de l'aquifère, le second est proche du Rhin. On évalue ainsi un gradient piézométrique local Ouest-Est que l'on applique ensuite le long de la limite Sud. Pour estimer la cote piézométrique près du Rhin sur cette limite, on utilise un gradient local le long du Rhin, estimé à partir de deux piézomètres situés un peu en aval et proches du Rhin. Côté allemand, on a deux piézomètres sur la limite, et pour déterminer le niveau près du Rhin, on repart de ce qui a été calculé côté français.

Au niveau des autres limites de l'aquifère, les conditions sont des limites à flux nul. Cependant pour les limites Est et Ouest, le long de la Forêt Noire et des Vosges, ainsi qu'en bordure du Sundgau, où l'on sait que des flux de subsurface alimentent l'aquifère, toutes les mailles non rivières sont marquées comme mailles gouffres (cf. figure 2.6). Ainsi l'eau qui ruisselle depuis les versants jusqu'à ces mailles s'infiltrera vers la nappe. La superficie totale du bassin drainée par ces mailles gouffres représente 2386 km<sup>2</sup>, soit 17 % de la superficie totale du domaine modélisé.



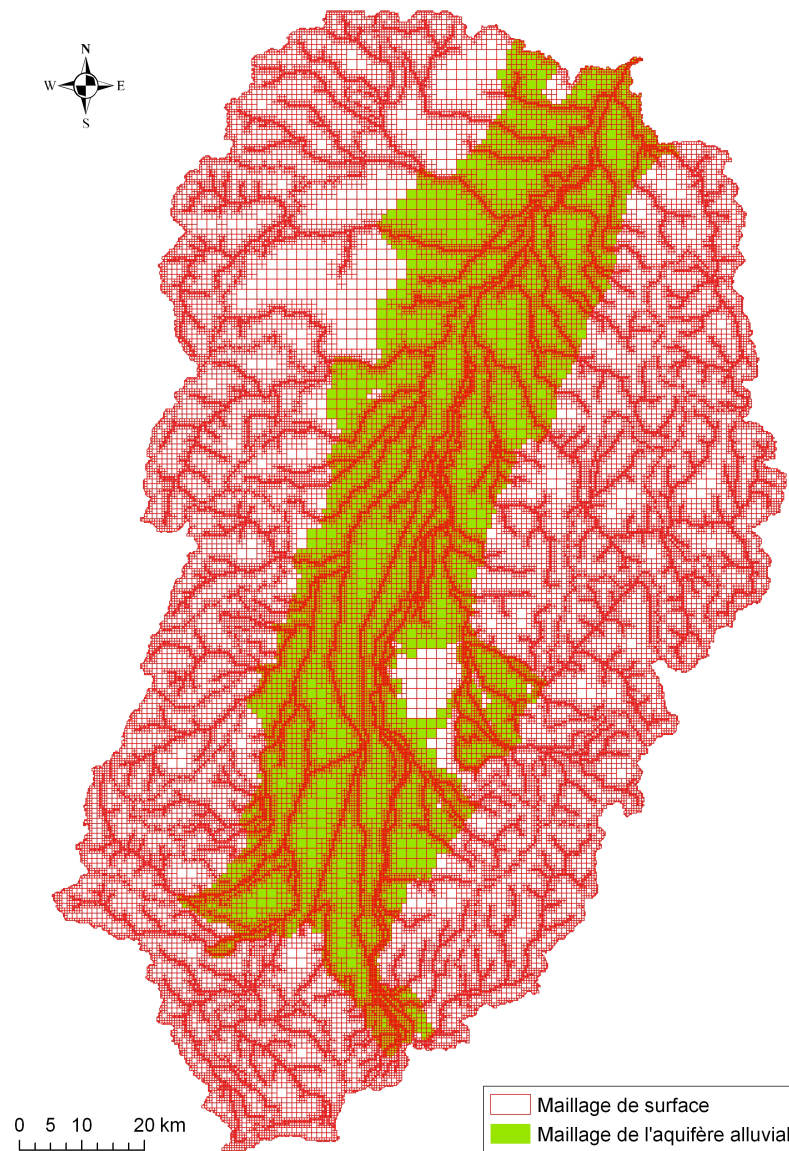


FIGURE 2.5 – Maillage de surface et maillage souterrain du modèle MODCOU.

### 2.2.3 Forçages météorologiques

Les données météorologiques de précipitations, températures et évapotranspiration potentielle journalières constituent les entrées, ou forçages, du modèle hydrogéologique. L'obtention de résultats satisfaisants avec un tel modèle dépend en premier lieu de la qualité de ces forçages climatiques. Dans cette partie on présente de quelle manière les forçages météorologiques disponibles ont été travaillés pour en améliorer la qualité sur le bassin étudié, en fonction des caractéristiques propres de celui-ci.



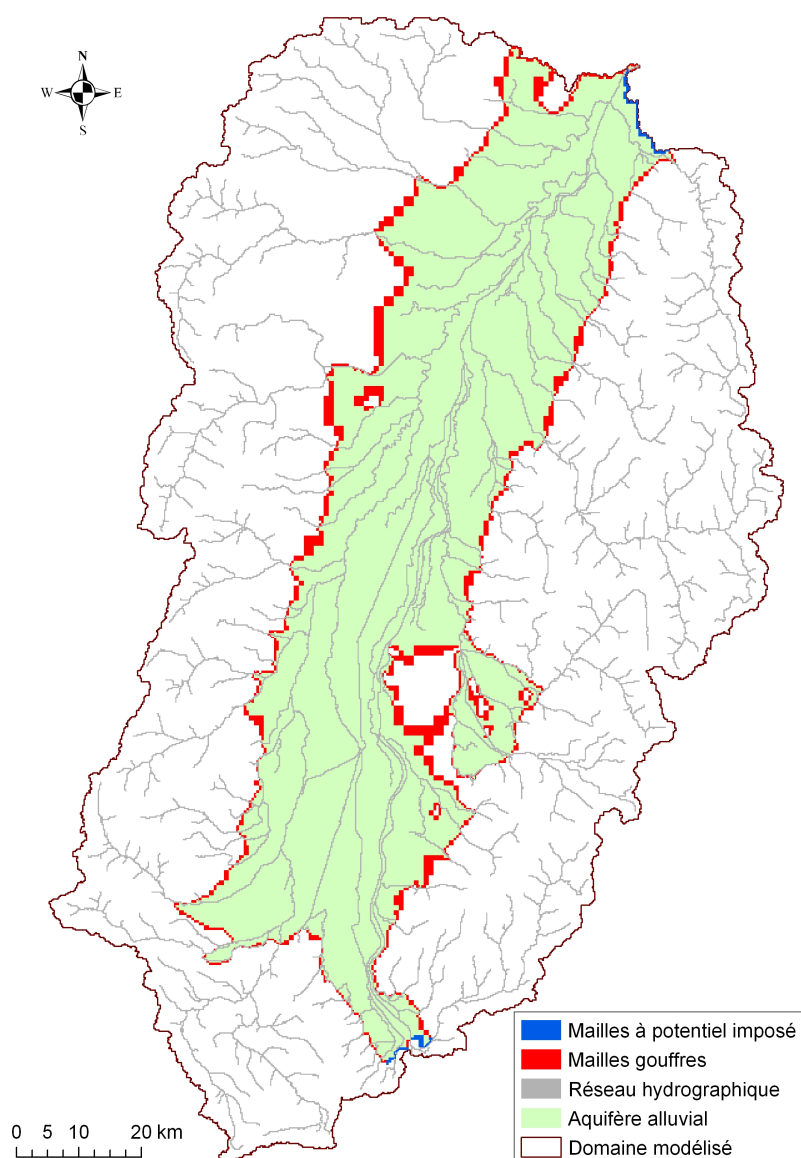


FIGURE 2.6 – Localisation des mailles à potentiels imposés (en bleu) et des mailles gouffres (en rouge).

### 2.2.3.1 L'analyse SAFRAN

SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige) est un système d'analyse des données météorologiques développé par Météo France, qui permet d'obtenir des variables météorologiques spatialisées, sur toute la France et au pas de temps horaire. Cette spatialisation est basée sur l'utilisation de zones climatiquement homogènes, de formes variées et de surfaces inférieures à 1000 km<sup>2</sup> (cf. figure 2.7), et sur des gradients altitudinaux des variables météorologiques au sein de ces zones (Quintana-Seguí et al., 2008). Cependant, les analyses SAFRAN sont transmises pour simplifier sur une grille régulière de 8 km de côté. Ainsi au sein d'une zone SAFRAN, deux mailles de la grille qui ont la même altitude auront les mêmes valeurs pour les différentes variables météorologiques.

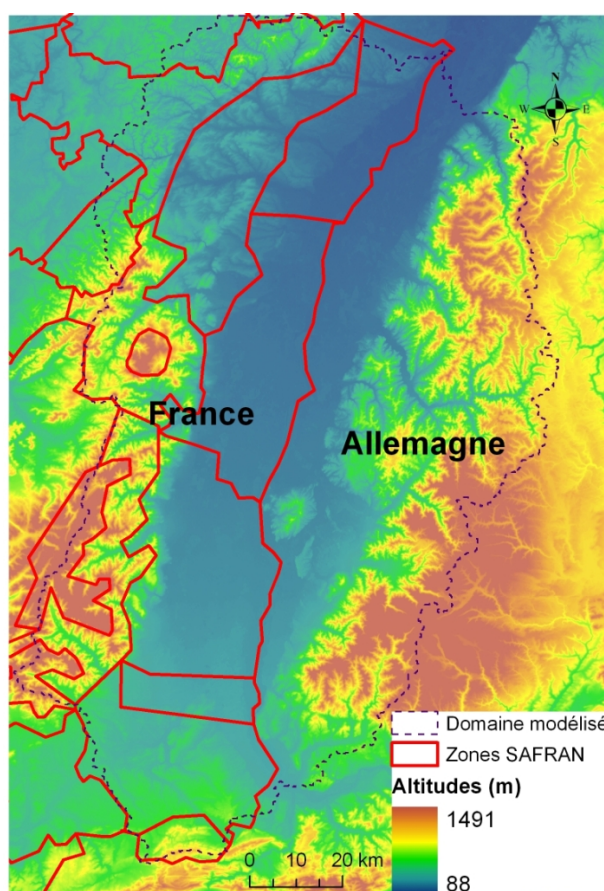


FIGURE 2.7 – Zones climatiquement homogènes utilisées dans l'analyse SAFRAN.

Cette schématisation des variations spatiales des variables météorologiques peut poser problème dans des régions où des gradients topographiques importants existent, la projection sur une grille carrée de 8 km de côté ayant pour effet de gommer ces variations d'altitudes. En particulier, dans un massif tel que les Vosges, d'extension assez limitée, ce maillage implique une sous-estimation assez importante des altitudes, ainsi que de ses variations à petite échelle. Pour cette raison nous avons proposé un maillage raffiné pour les données météorologiques, tenant compte des gradients topographiques (cf. partie 2.2.3.2). Les résultats de l'analyse SAFRAN par profils altitudinaux sont projetés sur cette nouvelle grille et permettent d'améliorer la prise en compte des variations spatiales des variables météorologiques liées à l'altitude.

Un autre problème posé pour notre domaine d'étude est que l'analyse SAFRAN couvre seulement le territoire français, alors qu'une grande partie du bassin du Rhin supérieur se trouve en Allemagne (cf. figure 2.7). Pour cette partie on ne disposait donc pas des résultats de l'analyse météorologique. Un travail d'extension de l'analyse sur cette partie de l'Allemagne a par conséquent été réalisé par Météo France. Pour cela les données des zones climatiques françaises les plus proches, et ayant des caractéristiques semblables ont été réutilisées. Afin de choisir les zones climatiques françaises les plus adaptées pour représenter les variables météorologiques côté allemand, des observations en 66 stations météorologiques allemandes ont été utilisées. Ces données ont été obtenues auprès du Deutscher Wetterdienst (organisme météo allemand). Les

comparaisons faites entre ces données et celles des mailles SAFRAN françaises ont indiqué que pour les mailles du versant Ouest du massif de la Forêt Noire, il était plus approprié d'utiliser l'analyse de la zone SAFRAN située sur le versant Ouest des Vosges, même s'il ne s'agit pas de la zone la plus proche.

Les variables météorologiques pour les mailles allemandes du domaine ont donc ensuite été déterminées en fonction de leurs altitudes, en utilisant les résultats de l'analyse par profils altitudinaux de la zone SAFRAN attribuée à chaque maille.

### 2.2.3.2 Raffinement sur les bassins versants montagneux

Dans les secteurs des Vosges et de la Forêt Noire, on a donc cherché à réduire la taille des mailles SAFRAN, de façon à limiter la variabilité de la topographie au sein d'une maille. Pour cela on a utilisé le MNT SRTM au pas de 50 m, qui a été analysé sur le shapefile du maillage SAFRAN de départ par les outils du logiciel ARCGIS, puis transformé grâce à un script en langage Python.

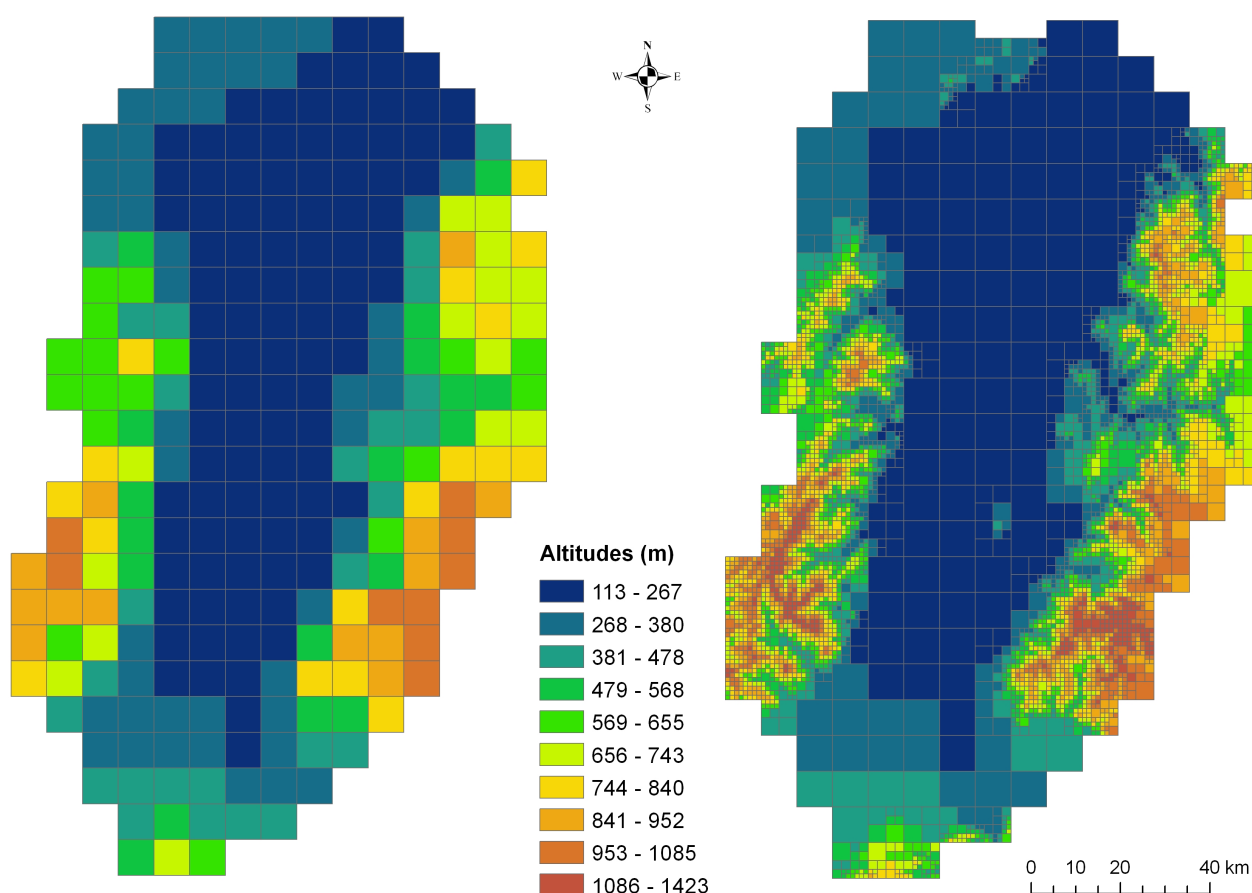


FIGURE 2.8 – Maillage SAFRAN initial (à gauche) et raffiné (à droite), avec les altitudes moyennes de chaque maille.

La transformation du maillage est faite en divisant en quatre toutes les mailles sur lesquelles

une différence d'altitude de plus de 300 m est trouvée, jusqu'à obtenir des mailles ayant soit des différences d'altitudes minimum-maximum inférieures à 300 m, soit un côté de 1 km au minimum. Comme on peut le voir sur la figure 2.8 représentant les altitudes moyennes par maille sur les deux maillages, la structure topographique des massifs montagneux est ainsi mieux représentée, de même que les contrastes d'altitudes au sein des massifs. L'interpolation des données SAFRAN sur ce nouveau maillage a été réalisée par Eric Martin à Météo-France.

Les limites des mailles météorologiques ne se superposent pas avec les limites des mailles de surface Modcou. Pour cette raison on a défini un second maillage météo, avec une taille de mailles uniforme de 3200 m, sur lequel les forçages météo sont réinterpolés, après leur modification par le module de gestion de la neige (cf. section 2.2.4). La figure 2.9 présente la répartition des précipitations annuelles moyennes sur ce maillage à 3200 m pour la période 1985-2003.

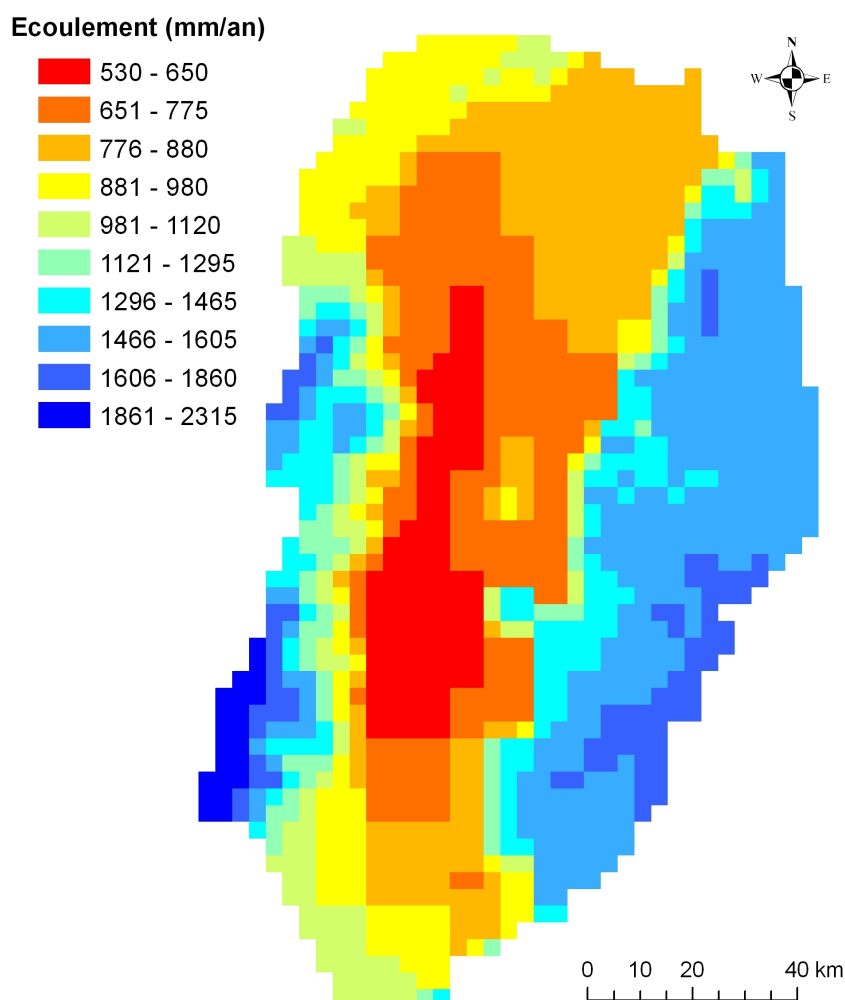


FIGURE 2.9 – Précipitations annuelles moyennes sur les mailles de 3200 m pour la période 1985-2003 issues de l'analyse SAFRAN.

### 2.2.3.3 Mise en évidence d'un biais et correction des données SAFRAN

Au début du calage des fonctions de production (cf. partie 2.3), on observe une surestimation importante des débits annuels simulés pour certaines stations hydrométriques des Vosges, dans la partie Sud du massif, qui ne peut pas être compensée en augmentant l'évapotranspiration réelle simulée.

Ceci est confirmé par une comparaison des précipitations annuelles SAFRAN avec les précipitations estimées par Perrin (1991) sur cinq sous bassins versants de la Fecht dans les Vosges, pour les années 1983 à 1987. Ces estimations ont été faites grâce aux données de 22 stations météo, spatialisées par une méthode de Thiessen dans laquelle la forme des polygones prend en compte la topographie et la connaissance des isohyètes. Le tableau 2.1 présente les écarts relatifs entre les précipitations SAFRAN et les précipitations estimées par Perrin (1991), pour les années 1984 à 1987 et pour quatre de ces sous bassins.

Bassins versants	1984	1985	1986	1987
Mulhbach				
SAFRAN	-6.4 %	-5.1 %	-10.0 %	-0.8 %
SAFRAN + AURELHY	2.6 %	2.1 %	-1.8 %	6.7 %
Stosswir				
SAFRAN	12.0 %	8.3 %	9.7 %	11.7 %
SAFRAN + AURELHY	12.5 %	7.4 %	10.1 %	11.1 %
Lapoutroie				
SAFRAN	8.2 %	15.4 %	18.1 %	8.8 %
SAFRAN + AURELHY	-9.4 %	-2.1 %	-0.3 %	-7.4 %
Kaysersberg				
SAFRAN	14.9 %	20.3 %	18.6 %	13.0 %
SAFRAN + AURELHY	-7.1 %	-1.5 %	-3.1 %	-7.2 %

TABLE 2.1 – Ecart relatifs entre les précipitations SAFRAN et celles estimées par Perrin (1991) sur quatre sous bassins de la Fecht. La deuxième ligne correspond à l'analyse SAFRAN corrigée par AURELHY.

Le tableau 2.1 montre que les données SAFRAN initiales présentent une surestimation systématique et assez importante des précipitations pour trois de ces bassins, et une légère sous-estimation pour le dernier. Or Quintana-Segui et al. (2008) ont montré que dans l'ensemble, les précipitations SAFRAN reproduisent bien les observations, mais qu'il existe un phénomène de compensation des erreurs au sein de certaines zones SAFRAN. En effet, lorsque les observations disponibles au sein d'une zone sont contrastées malgré des altitudes comparables, l'analyse SAFRAN va imposer une valeur moyenne, conduisant de fait à des sous-estimations et surestimations au sein de la zone. C'est le cas en particulier dans les Vosges, où les zones présentent de faibles variations d'altitude, mais une grande extension Nord-Sud, alors que les gradients climatiques Nord-Sud sont importants dans la région. En l'absence de dénivelé au sein de la zone, ces gradients ne sont pas reproduits dans l'analyse SAFRAN. Ainsi, ces défauts de SAFRAN dans cette région sont structurels, et nécessiteraient un raffinement des zones climatiques homogènes. Ceci n'a pas pu être réalisé dans le cadre du projet VulNAR. Nous avons donc choisi de corriger les analyses SAFRAN, en se limitant à ce stade aux précipitations.

Pour cela nous avons utilisé une autre méthode de spatialisation des précipitations, donnant des résultats fiables à des pas de temps mensuels ou plus grand, la méthode AURELHY (Ana-

lyse Utilisant le RELief pour l'HYdrologie ; Bénichou et LeBreton (1987)). Les résultats de cette méthode ont déjà été utilisés par Quintana-Seguí et al. (2008) pour valider les données SAFRAN sur la France. Ainsi, pour améliorer les données de précipitations en entrée de Modcou, on peut utiliser les coefficients de corrections calculés comme les ratios des précipitations mensuelles AURELHY et des précipitations mensuelles SAFRAN, sur le maillage météo raffiné. Ces coefficients ont été calculés par mois calendaires, en moyenne sur la période 1971-2000, et ces valeurs ont été utilisées pour corriger les précipitations SAFRAN avant leur utilisation par le module de gestion de la neige de Modcou. Cette méthode présente l'avantage d'être utilisable pour les études d'impact du changement climatique. En effet, comme on le verra au chapitre 4, les projections climatiques utilisées ont été désagrégées avec la méthode des régimes de temps, qui utilise comme référence l'analyse SAFRAN. Ainsi, cette correction peut également être appliquée au scénario climatique désagrégé.

Le tableau 2.1 présente également les écarts relatifs entre les précipitations estimées par Perrin et les précipitations SAFRAN corrigées par l'utilisation des coefficients de correction AURELHY. On voit que la tendance de départ à la surestimation des précipitations annuelles par SAFRAN est atténuée, en particulier sur les bassins de Lapoutroie et de Kaysersberg.

#### 2.2.4 Simulation du stock de neige

Le principe de la simulation du stock et de la fonte de neige a été présenté à la partie 2.1. Il est appliqué ici sur le maillage SAFRAN raffiné. On obtient alors des valeurs journalières de stocks de neige en mm d'eau. Afin de valider les valeurs ainsi obtenues, on a comparé ces résultats de simulation à des valeurs mesurées. Or seules les hauteurs de neige sont observées sur le bassin. Ces mesures sont disponibles en 35 stations dans l'emprise de notre maillage météorologique, dans la partie française du domaine simulé.

Les équivalents en eau en mm calculés par le modèle de gestion de la neige sont convertis en épaisseurs du stock de neige, grâce à une formule utilisant la densité de la neige, et prenant en compte la compaction du manteau neigeux au cours du temps, inspirée du schéma de neige utilisé dans le modèle ISBA (Douveille et al., 1995). Après cette conversion, les épaisseurs mesurées aux stations sont comparées à celles simulées sur la maille météo où se trouve la station. Cependant on note que les altitudes attribuées aux mailles météo sont quelquefois très différentes de celles des stations de suivi de la neige se trouvant dessus, avec des différences atteignant jusqu'à 300 m. Pour cette raison, les comparaisons ont été refaites en recherchant pour chaque station la maille météo voisine ayant l'altitude la plus proche, parmi les 8 voisines directes.

On note également que, même si les altitudes des stations et des mailles qui leur sont comparées sont proches, il existe une différence d'échelle entre des mesures ponctuelles aux stations, et des valeurs de stocks simulées sur des mailles kilométriques. De plus en milieu montagneux, la variabilité spatiale du stock neigeux est souvent importante, en raison d'effets de pentes et d'aspects, qui s'ajoutent à la variabilité du couvert végétal et de la nature du sol. Pour ces raisons on peut s'attendre à ce que les épaisseurs de neige réelles à l'intérieur d'une maille SAFRAN soient assez hétérogènes, et que donc la comparaison du phénomène simulé et observé donne des résultats peu convaincants.

Malgré ces réserves, cette comparaison a été faite en utilisant les classes d'altitudes existantes sur le domaine modélisé. A chaque pas de temps, pour une classe d'altitude donnée, le stock de neige observé est calculé comme la moyenne des mesures aux stations appartenant à la classe d'altitude. De même le stock de neige simulé est calculé comme la moyenne des stocks de neige simulés sur les mailles correspondant aux stations d'observation de la classe d'altitude. Les classe

d'altitude utilisées sont : 0-300 m, 300-600 m, 600-900 m et 900-1200 m. On cherche alors surtout à vérifier que les périodes d'enneigement significatif concordent bien entre les observations et la simulation.

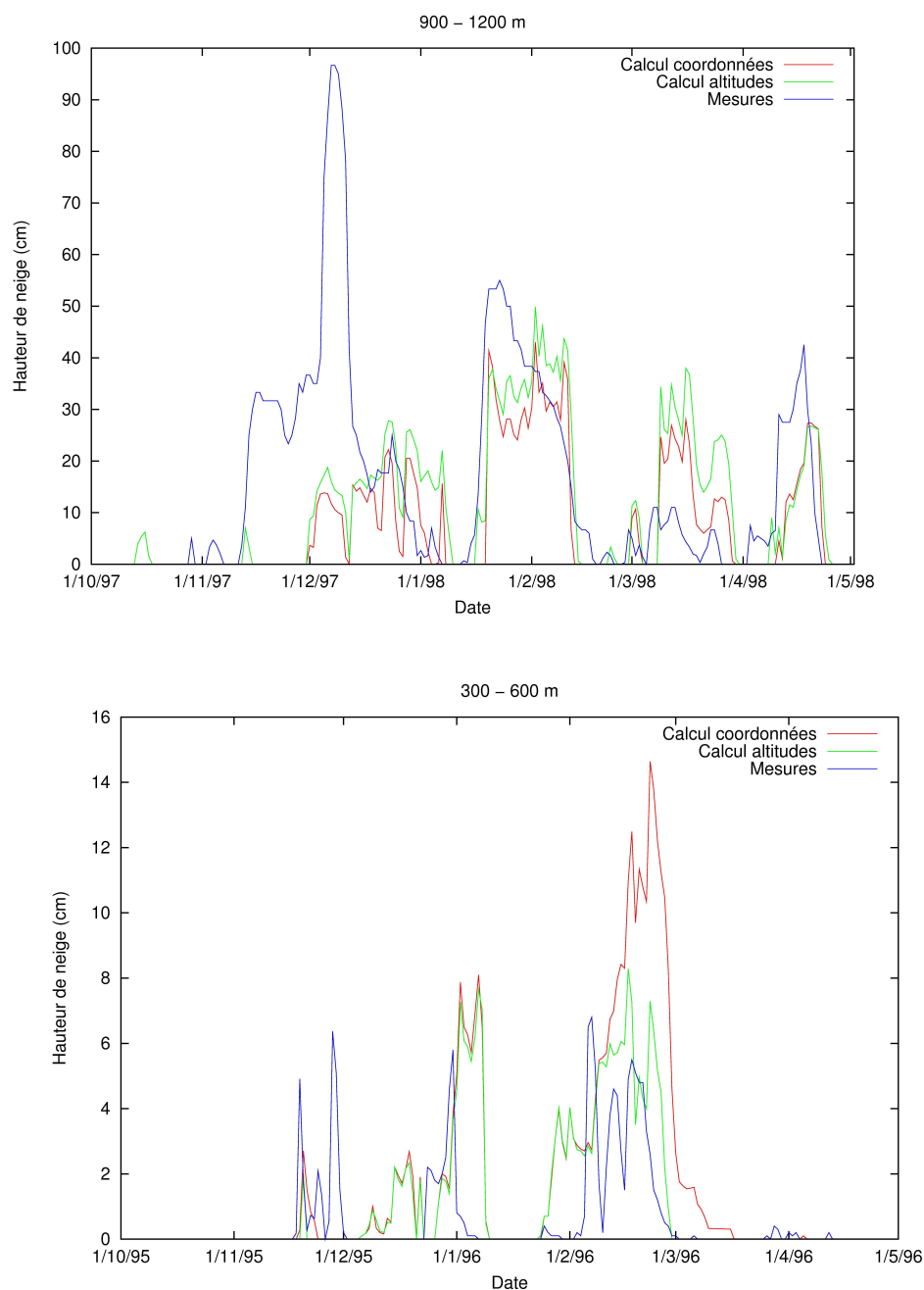


FIGURE 2.10 – Comparaison des stocks de neige simulés et observés pour la tranche d'altitude 900-1200 m pendant l'hiver 1997-1998 (en haut) et pour la tranche d'altitude 300-600 m pendant l'hiver 1995-1996 (en bas). La courbe « Calcul altitudes » indique le calcul fait en prenant pour chaque station d'observation la maille météo voisine ayant l'altitude la plus proche, alors que « Calcul coordonnées » indique le calcul avec la correspondance basée sur les coordonnées.

On voit sur la figure 2.10 que les périodes d'enneigement, pour les deux tranches d'altitude

et les deux années présentées sont bien reproduites, surtout de décembre à mars. Cependant on observe des difficultés de reproduction du stock de neige et de son évolution, qui peuvent être dû en partie aux effets des différences d'échelles spatiales entre observations et calcul.

### 2.2.5 Zone non saturée

#### 2.2.5.1 Types de zones non saturées

Les épaisseurs de zone non saturée (ZNS) sont déterminées grâce aux premières simulations couplées. Comme on l'a vu les paramètres du modèle simplifié de transfert en zone non saturée dépendent de cette épaisseur (Philippe, 2011), mais également de la nature du sol sur les mailles du modèle. En fonction des propriétés de porosité et de perméabilité verticale du matériau prépondérant, le temps caractéristique de l'écoulement en ZNS peut varier.

Sur l'aquifère alluvial du Rhin supérieur, il n'existe pas de couche superficielle de grande épaisseur, à l'exception de plaquages de loess en bordure de la plaine. Ces formations atteignent jusqu'à une quarantaine de mètres d'épaisseur près des Vosges et près de la Forêt Noire, et leur extension est particulièrement importante dans la partie allemande (Ménillet, 1995; LUBW, 2006b). Il nous a semblé important de prendre en compte la présence de ces formations superficielles dans les propriétés de la ZNS, car les loess sont constitués de matériaux fins dont la proportion argileuse peut être importante, et ont donc une perméabilité moins élevée que les alluvions ou les limons (Ménillet, 1995). Le retard à l'infiltration dans les zones à couverture loessique est donc plus important.

On a ainsi considéré des temps caractéristiques différents pour les zones sans couverture loessique et celles avec une telle couverture. L'extension des loess a été déterminée grâce aux données géologiques géoréférencées du BRGM (partie française) et du LGRB (partie allemande) (cf. figure 2.11). Cette information a été croisée avec le maillage de l'aquifère alluvial grâce à ArcGIS, et les mailles où la couverture loessique représentait plus de 50 % de la superficie ont été considérées comme ayant une ZNS de type « loess ». Ceci représente une simplification, car les épaisseurs et les propriétés hydrauliques variables des loess n'ont pas été prises en compte, mais cette méthode nous permet néanmoins de représenter un plus grand retard à l'infiltration dans les zones où les loess existent.

#### 2.2.5.2 Paramètres de la ZNS

Une épaisseur de 2 m pour chaque réservoir a été prise en compte, afin de pouvoir simuler le transfert en ZNS dès les faibles épaisseurs de non saturé, qui sont fréquentes sur la nappe alluviale du Rhin. On a ensuite ajusté les temps caractéristiques  $\tau$  pour les deux types de ZNS, avec et sans couverture loessique.

Après avoir testé pour les zones avec loess des valeurs de  $\tau = 5$  et 10 jours, et pour les zones sans loess des valeurs de  $\tau = 2$  et 6 jours, et observé les effets de ces modifications sur quelques piézomètres, il semble que les pics piézométriques sont plus en phase avec les observations pour  $\tau = 5$  jours et  $\tau = 2$  jours pour les zones avec et sans loess respectivement. Cependant ceci ne se vérifie pas sur tous les pics piézométriques, et il est difficile de trouver une valeur qui convienne à tous les piézomètres, pour toutes les périodes.

En effet il faut noter que les paramètres de la ZNS considérés dans le modèle par maille souterraine ne varient pas au cours du temps, alors que l'épaisseur réelle de cette zone non saturée évolue bien sûr avec les variations du niveau piézométrique de la nappe.



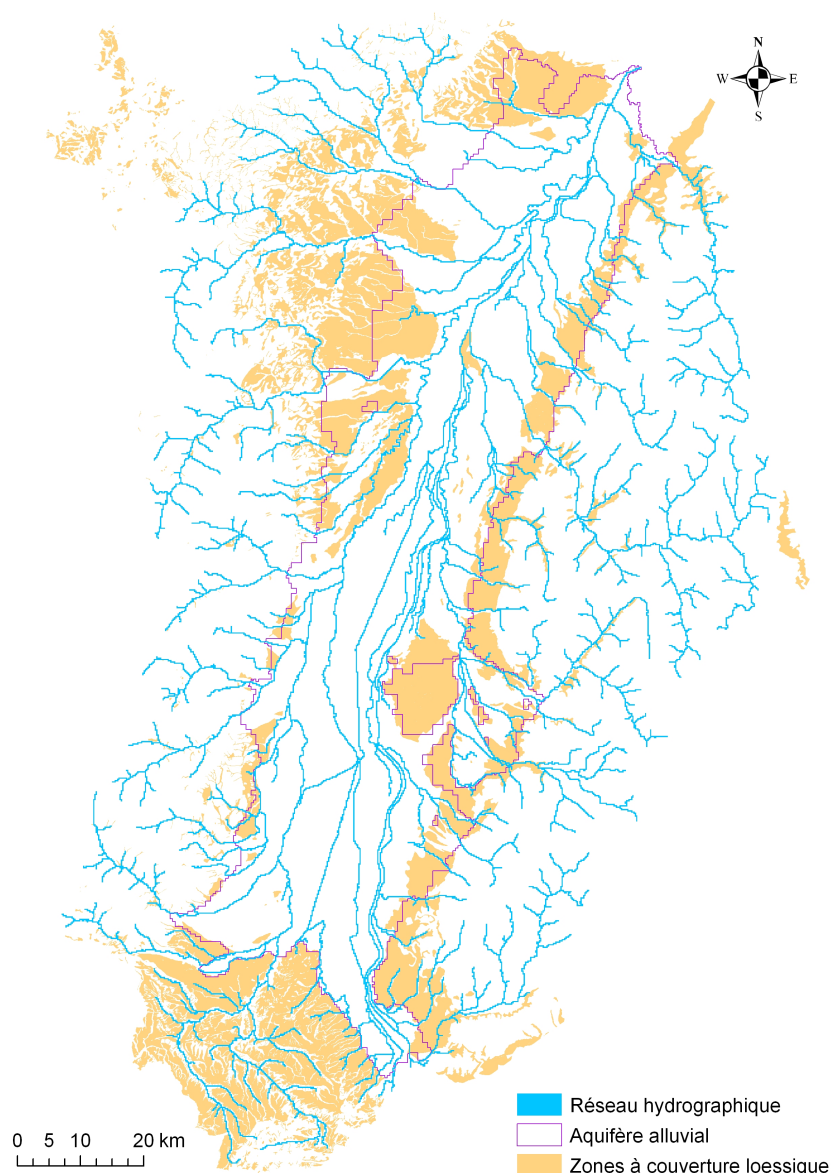


FIGURE 2.11 – Répartition des formations superficielles loessiques dans la plaine du Rhin, les Vosges et la Forêt Noire.

On a décrit ici les principaux éléments de structure du modèle MODCOU appliqué à l'aquifère alluvial du Rhin supérieur et à son bassin hydrographique, ainsi que les méthodes utilisées pour adapter les forçages météorologiques disponibles au bassin étudié. La section suivante s'intéresse à la définition des zones pour le calcul du bilan hydrique en surface et à la calibration de ce modèle paramétrique.

## 2.3 Calibration du module de bilan hydrique

Le module permettant de calculer les bilans en eau des sols grâce au modèle conceptuel à réservoirs des fonctions de production a été calibré de manière semi-automatique après définition

de zones homogènes du point de vue de l'occupation des sols et des types de sols.

### 2.3.1 Définition des fonctions de production

Les fonctions de production sont définies grâce à des données de natures différentes, les données sur l'occupation des sols, en lien avec la végétation ou la présence d'une activité anthropique, et les données sur les types de sols, liées à la géologie et la pédologie régionales.

Cette calibration constitue une part importante du travail présenté ici, puisque ce sont ces fonctions de production qui permettent de déterminer les chemins d'écoulement au sein de l'hydrosystème. Leur rôle est particulièrement significatif dans le cas des bassins versants montagneux, où les nappes d'extension locale ne sont pas représentées explicitement. Le modèle à réservoir des fonctions de production doit dans ce cas permettre de reproduire les retards à l'écoulement liés à des chemins d'écoulement de subsurface, ou à la présence d'aquifères locaux. Le fonctionnement de ces fonctions de production a été décrit à la section 2.1, et on explicite ici la manière dont elles ont été spatialisées, et leur paramètres calibrés.

#### 2.3.1.1 Occupation des sols

Les données d'occupation des sols sont tirées de la base de données Corine Land Cover 2000. Cette base de données fournit des informations sur l'occupation des sols à l'échelle européenne. Elle est disponible librement sur le site internet de l'European Environment Agency (EEA).

Trois niveaux d'information sont disponibles dans cette base de données. Le premier niveau d'information distingue par exemple les surfaces artificielles des zones agricoles. Le second niveau d'information permet lui de distinguer, pour les zones agricoles, les terres arables des cultures permanentes (type cultures fruitières) et le troisième niveau d'information distingue au sein des terres arables les terres irriguées des terres non irriguées.

Pour l'utilisation dans un modèle hydrogéologique régional nous ne conservons que des informations de premier ou second niveau. En effet, même si des informations plus précises pourraient gagner à être prises en compte, par exemple sur la densité du tissu urbain, en fonction de laquelle l'imperméabilisation des sols est plus ou moins importante, cela impliquerait un trop grand nombre de paramètres à ajuster dans le modèle.

Ainsi, les différentes occupations des sols prises en compte sur notre domaine sont :

- zones urbaines
- eaux libres
- terres arables
- prairies et pâturages
- vignes et cultures fruitières
- forêts de feuillus
- forêts de conifères

#### 2.3.1.2 Types de sols

Pour les données sur les types de sols, c'est-à-dire sur la nature du matériau constituant les sols, on a dû recourir à deux bases de données distinctes pour la France et pour l'Allemagne. Pour la partie française on est parti des données géologiques au 1 : 50000 géoréférencées du BRGM (base de données Charm50), et pour la partie allemande, de la base de données sur les sols au 1:200000 du LGRB (base de données Buek200).

En effet on considère que les propriétés hydrauliques des sols sont dépendantes du matériau parental dont ils sont issus, et qui est généralement déterminé par la géologie locale des couches superficielles sous-jacentes. Ceci représente une simplification, puisqu'un matériau géologique donné peut engendrer des types de sols différents, en fonction des conditions locales. De plus on peut avoir des sols dont le matériau parental n'est pas la roche sous jacente, mais est déterminé par des mouvements de matériau liés à l'érosion et au transport sédimentaire, par exemple dans le cas des dépôts éoliens de loess.

Sur notre domaine d'étude, les types de sols considérés sont au nombre de huit :

- grès
- roches cristallines
- calcaires
- loess - limons
- argiles - marnes
- sables
- alluvions rhénanes
- alluvions des rivières vosgiennes ou de la Forêt Noire
- roches sédimentaires anciennes

Les deux types d'alluvions sont distingués sur la base de leurs localisations géographiques. En effet on estime que la nature différente en fonction de la localisation dans des bassins montagneux ou en plaine entraîne des propriétés assez différentes pour le calcul du bilan hydrique.

### 2.3.1.3 Fonctions de production

Ces deux types d'informations sont ensuite croisés grâce à ArcGIS. On obtient alors 42 fonctions de production différentes. Ce nombre est dû au fait que les occupations des sols « surfaces artificielles » et « eaux libres » forment à elles seules deux fonctions de production, indépendamment du type de sol déterminé par la géologie locale.

Ce nombre de fonctions de production est encore très important, et on cherche à le réduire. Pour cela les fonctions de production qui recouvrent une superficie très faible sur notre domaine d'étude sont regroupées avec d'autres fonctions de production, mieux représentées, et dont les caractéristiques sont assez proches. En effet, les paramètres d'une fonction de production très peu représentée ne pourront de toute façon pas être calibrés.

On obtient ainsi 24 fonctions de production sur tout le domaine, présentées dans le tableau 2.2, avec le pourcentage de la superficie totale qu'elles représentent. La répartition spatiale de ces fonctions de production est également présentée à la figure 2.12.

### 2.3.2 Méthode de calibration

La méthode de calibration utilisée se base sur le test d'un grand nombre de valeurs pour les paramètres des fonctions de production qui ont été calibrées. Elle s'inspire de la procédure suivie par Kingumbi et al. (2007). Tous les paramètres et toutes les fonctions de production ne sont pas calibrés.

#### 2.3.2.1 Données de calibration

Les fonctions de production déterminent l'évapotranspiration réelle et l'écoulement. Pour calibrer leurs paramètres, on utilise en général les données hydrométriques disponibles. En effet les mesures de débits à l'exutoire des bassins versants sont des mesures intégratrices de tous

	Description	Superficie (%)
1	Zones artificielles	8.99
2	Eau libre et zones humides	0.87
3	Agriculture et prairies sur grès Secondaires	1.72
4	Agriculture et prairies sur roches cristallines	5.19
5	Agriculture et prairies sur calcaire	0.99
6	Terres arables sur lœss	11.61
7	Agriculture et prairies sur marnes ou argiles	1.55
8	Agriculture et prairies sur sables	0.22
9	Terres arables sur alluvions	13.77
10	Agriculture et prairies sur roches sédimentaires anciennes	0.47
11	Vignes et cultures fruitières	3.79
12	Prairies et pâturages sur lœss	0.62
13	Prairies et pâturages sur alluvions	1.69
14	Forêts de feuillus sur zones infiltrantes	8.68
15	Forêts de feuillus sur zones imperméables	10.43
16	Forêts de feuillus sur lœss	2.35
17	Forêts de feuillus sur alluvions	6.15
18	Forêts de conifères sur zones infiltrantes	7.59
19	Forêts de conifères sur zones imperméables	7.86
20	Forêts de conifères sur lœss	0.13
21	Forêts de conifères sur alluvions	0.51
22	Terres arables sur alluvions en zone montagneuse	2.48
23	Prairies et pâturages sur alluvions en zone montagneuse	1.15
24	Forêts de feuillus sur alluvions en zone montagneuse	1.18

TABLE 2.2 – Les 24 fonctions de production définies sur le domaine modélisé.

les écoulements se produisant sur ces bassins. Il est intéressant d'utiliser également des données d'autre nature, comme les niveaux piézométriques pour améliorer la calibration de certains paramètres.

Cependant dans le cas de la plaine alluviale du Rhin, les importants échanges d'eau entre la nappe et les rivières font qu'on n'essaiera pas de calibrer les fonctions de production à partir de débits ou de niveaux piézométriques mesurés dans la plaine. En effet, un trop grand nombre de paramètres entrent en jeu dans ces sorties du modèle, augmentant le nombre de combinaisons de valeurs pouvant donner des résultats satisfaisants, en raison de l'interaction entre les différents processus simulés.

On a donc utilisé uniquement des données hydrométriques mesurées sur les bassins versants en dehors de l'extension de l'aquifère alluvial du Rhin. De plus, on n'utilise que des stations situées dans la partie française, les incertitudes sur les forçages climatiques en entrée étant plus importantes sur la partie allemande, en raison de la méthode utilisée pour calculer ces forçages (cf. section 2.2.3).

La période de calibration choisie va d'août 2000 à décembre 2003. On dispose ainsi d'une

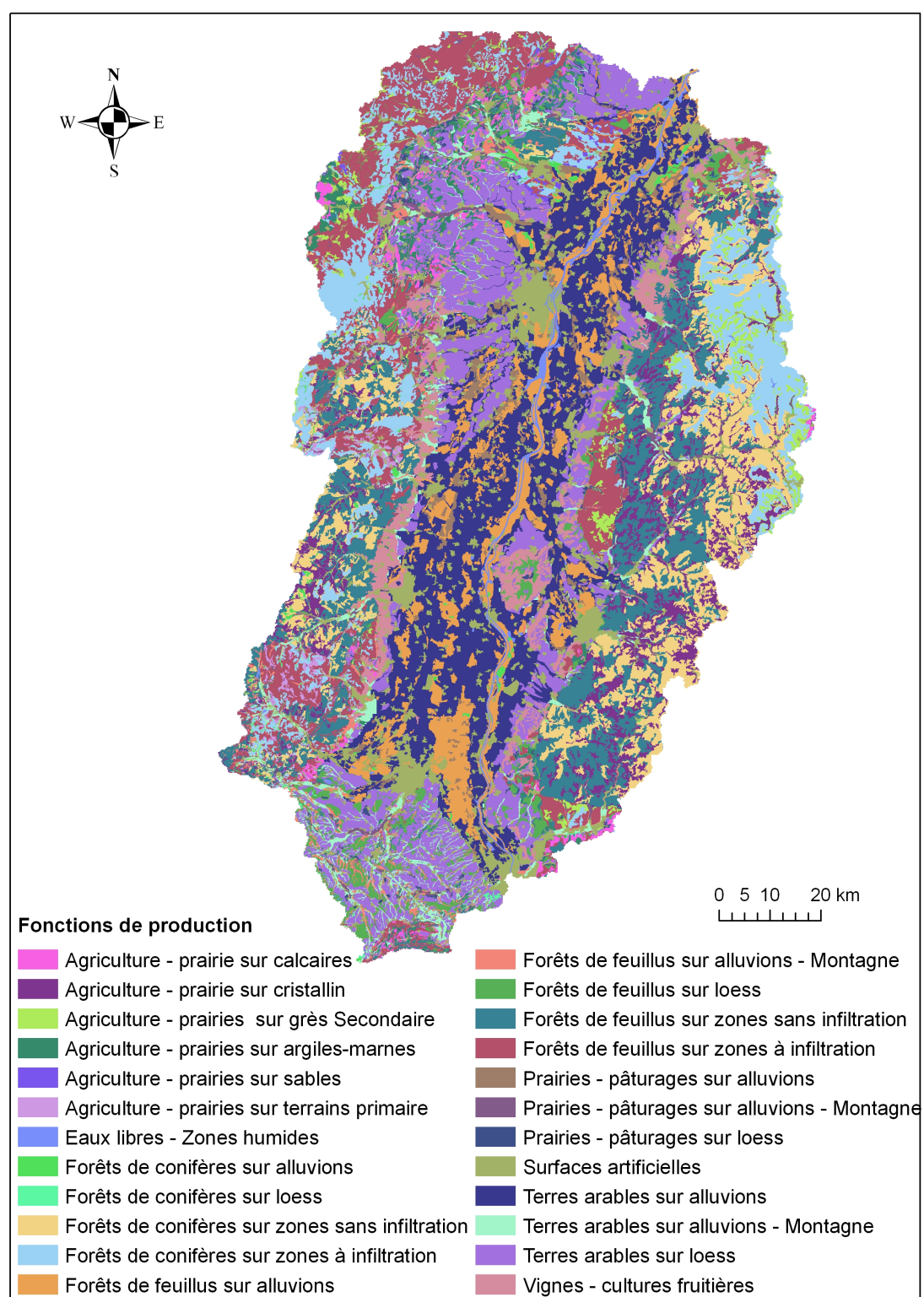


FIGURE 2.12 – Répartition des fonctions de production dans la plaine du Rhin, les Vosges et la Forêt Noire.

trentaine de stations hydrométriques avec des mesures de débits journalières de bonne qualité.

De plus cette période est assez contrastée hydrologiquement, avec des années plutôt humides en 2001 et 2002, et une année plutôt sèche en 2003.

### 2.3.2.2 Fonctions de production calibrées

On calibre uniquement les fonctions de production représentant une superficie significative des bassins versants étudiés, soit plus de 1 % de la superficie totale des domaines montagneux adjacents à la plaine alluviale du Rhin. Une exception est la fonction de production « surfaces artificielles » qui n'a pas été calibrée bien que représentant plus de 5 % de la superficie de ces bassins versants. Pour cette fonction de production on a utilisé les valeurs de paramètres qui avaient été calibrés sur un modèle de la Basse-Normandie, en considérant que les surfaces artificielles dans les deux régions doivent avoir des propriétés similaires vis-à-vis du bilan hydrique.

Les fonctions de productions calibrées sont donc au nombre de 14, et sont les fonctions n° 3, 4, 5, 6, 7, 11, 14, 15, 16, 18, 19, 22, 23 et 24 (cf. tableau 2.2).

On choisit alors pour calibrer ces fonctions des stations hydrométriques sur les bassins versants desquelles elles sont bien représentées. On cherche des stations pour lesquelles on a quelques fonctions dominantes, afin de limiter les interactions entre paramètres calés. Ces stations sont sélectionnées parmi celles ayant un nombre suffisant de mesures sur la période de calibration, et bien réparties géographiquement afin d'obtenir un calage valable pour toute la zone étudiée.

Pour cela on a déterminé pour toutes les stations hydrométriques les mailles de surface du modèle qui constituent leur bassin versant. On obtient alors les proportions de chaque fonction de production sur ces bassins, à partir de celles sur les mailles de surface. Dix stations hydrométriques ont ainsi été retenues. Ce nombre a été choisi afin de limiter à une quantité raisonnable le nombre de calculs lors de la phase de calage, pour laquelle un grand nombre de simulations étaient prévues.

Les stations sélectionnées sont présentées sur la figure 2.13 avec pour chacune la répartition surfacique des quatorze fonctions de production calées sur son bassin versant.

### 2.3.2.3 Paramètres calibrés

Pour chacune de ces fonctions de production, les paramètres calés sont dans un premier temps les deux paramètres permettant d'ajuster les quantités d'eau disponibles pour l'écoulement sur une maille, CRT et DCRT, et qui au niveau d'un bassin versant permettent de régler les volumes s'écoulant à son exutoire (cf. section 2.1). Ensuite on cale en même temps les paramètres FN, qui donne la répartition de l'écoulement entre ruissellement et infiltration, et CQI et CQR, qui règlent la vitesse de ces deux types d'écoulements. Les paramètres QRMAX et QIMAX ne sont pas calibrés, et on prend pour ceux-ci des valeurs élevées de 100 mm, de façon à ne jamais avoir de débordement.

Pour chaque fonction de production à calibrer, des valeurs par défaut sont définies pour les cinq paramètres à caler, sur la base des valeurs utilisées dans les études précédentes pour des matériaux comparables.

On ajuste dans un premier temps les valeurs de CRT et DCRT pour les huit fonctions de production majoritaires. Pour cela on définit une fourchette de variation autour de la valeur par défaut, et on teste les valeurs minimum et maximum de cette fourchette. Toutes les combinaisons de valeurs sont alors testées, et les résultats de simulation sont comparés grâce à un critère sur

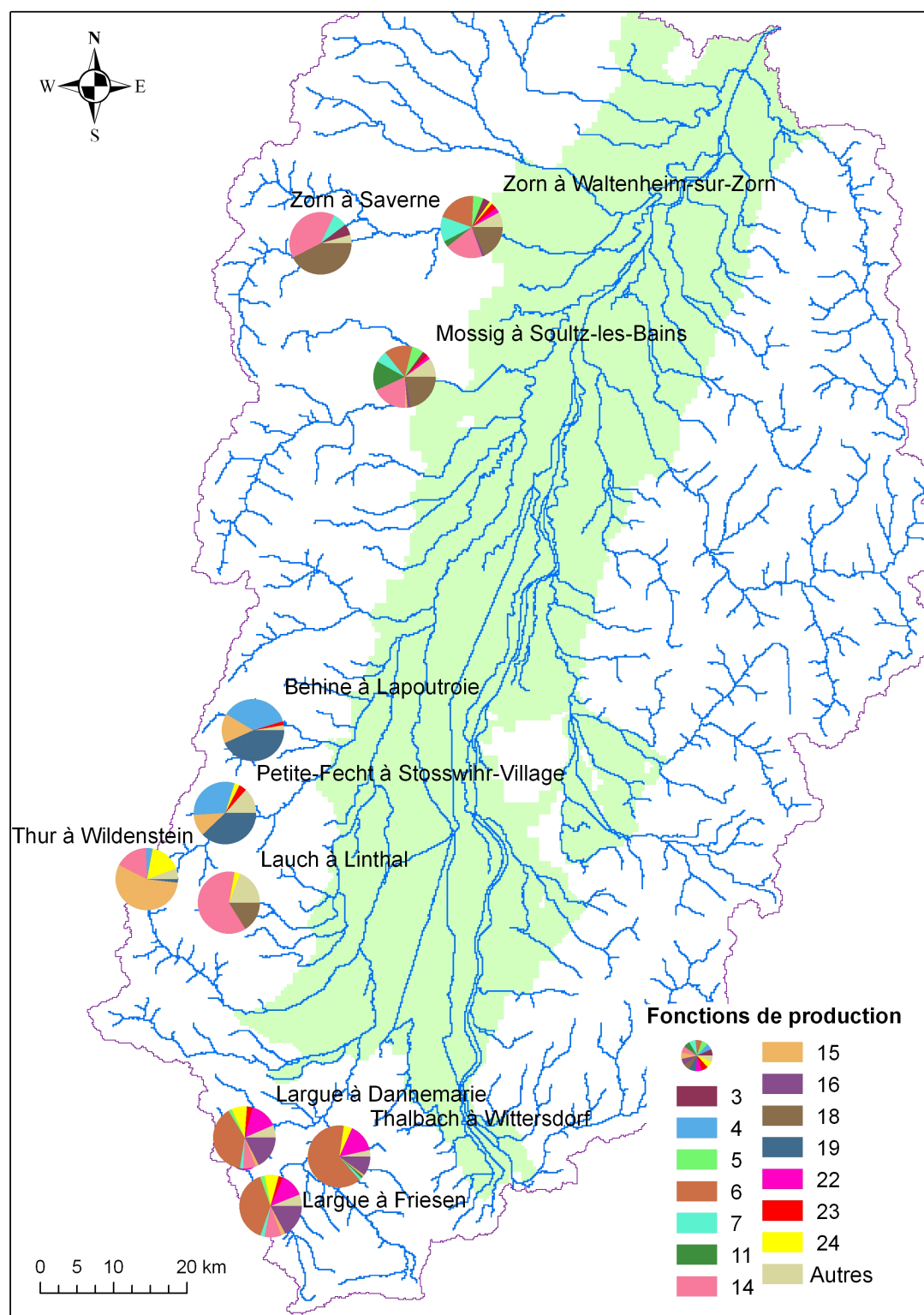


FIGURE 2.13 – Stations hydrométriques utilisées pour le calage des fonctions de production, et répartition des 14 fonctions de production calées sur leurs bassins versants.



les volumes d'eau écoulés aux stations. Ce critère est calculé comme :

$$\Gamma = \frac{1}{n_{sta}} \sum_{i=1}^{n_{sta}} \frac{V_{obs,i} - V_{sim,i}}{V_{obs,i}}$$

Avec  $n_{sta}$  le nombre de stations hydrométriques utilisées,  $V_{obs,i}$  et  $V_{sim,i}$  les volumes observé et simulé écoulés à la station  $i$  pendant la période de calibration.

En fonction des valeurs de paramètres obtenues pour les dix meilleures simulations, on définit d'autres valeurs à tester pour les mêmes paramètres. Cette procédure est suivie jusqu'à obtenir des valeurs de paramètres assez stables pour les dix meilleures simulations. On conserve alors les valeurs obtenues comme valeurs « optimales » pour ces paramètres.

Une fois que ces huit fonctions de production sont considérées comme calées pour les paramètres CRT et DCRT, on procède de même pour les six autres fonctions de production à caler. On conserve pour la suite les valeurs de CRT et DCRT calées.

La phase suivante consiste à ajuster les valeurs des paramètres FN, CQR et CQI, cette fois en utilisant un critère qui fasse intervenir la dynamique des écoulements aux stations. Nous avons choisi le critère de Nash sur les débits simulés. Afin de prendre en compte la qualité de la simulation sur toutes les stations hydrométriques simultanément, nous avons utilisé comme critère global la moyenne des critères de Nash des dix stations utilisées pour la calibration.

On procède alors de la même façon que pour CRT et DCRT, mais cette fois on teste simplement deux valeurs pour CQI et CQR et trois valeurs pour FN pour chaque fonction de production, et les valeurs testées sont les mêmes pour toutes les fonctions de production. On teste ainsi toutes les combinaisons possibles pour trois fonctions de production simultanément, en commençant par les trois majoritaires, puis on garde pour celles-ci les valeurs obtenues pour la meilleure simulation au sens du critère utilisé. On fait ensuite de même pour les trois fonctions de production suivantes.

Le nombre total de simulations nécessaires pour effectuer ce calage est de 65546. On a ainsi effectué une calibration manuelle automatisée, pour CRT et DCRT, et pour FN, CQR et CQI une calibration automatique basée sur les différents types de réponses possibles d'un sol à l'écoulement.

Le tableau 2.3 présente les valeurs des paramètres obtenues par cette méthode pour les quatorze fonctions de production calibrées, ainsi que les valeurs par défaut utilisées pour les autres fonctions de production. La fonction de production n° 2 « eau libre » n'utilise pas le même type de paramétrisation. Pour cette fonction l'ETR est fixée à 80 % de l'ETP, et la différence entre la pluie et l'ETR est disponible pour le ruissellement en surface. Si celui-ci est négatif le volume d'eau correspondant est retiré des mailles rivières.

Une fois le module de calcul de bilans hydriques en surface calibré, les lames d'eau disponibles en surface, issues du module de gestion de la neige FONTE sont utilisées afin de déterminer des bilans en eau sur chaque maille de surface, au pas de temps journalier. On dispose alors des éléments nécessaires pour réaliser des simulations couplées surface/souterrain. Les écoulements au sein du système couplé ne dépendent cependant pas seulement de l'eau disponible en surface, mais également d'un certain nombre de paramètres physiques du domaine souterrain ou à l'interface entre la surface ou le souterrain. La façon dont ces paramètres ont été définis est présentée dans la section suivante. On expose également les résultats des simulations menées grâce au modèle calibré complet.



Fonction de production	CRT (mm)	DCRT (mm)	FN (mm/j)	CQR (j <sup>-1</sup> )	CQI (j <sup>-1</sup> )
Zones artificielles .....	20	15	1	0.5	0.05
<b>Agriculture et prairies sur grès Secon-</b> <b>daire</b> .....	<b>60</b>	<b>20</b>	<b>10</b>	<b>0.2</b>	<b>0.05</b>
<b>Agriculture et prairies sur roches cris-</b> <b>tallines</b> .....	<b>50</b>	<b>20</b>	<b>10</b>	<b>0.2</b>	<b>0.05</b>
<b>Agriculture et prairies sur calcaire</b> ....	<b>20</b>	<b>10</b>	<b>5</b>	<b>0.2</b>	<b>0.1</b>
<b>Terres arables sur lœss</b> .....	<b>140</b>	<b>10</b>	<b>5</b>	<b>0.2</b>	<b>0.1</b>
<b>Agriculture et prairies sur marnes ou</b> <b>argiles</b> .....	<b>50</b>	<b>20</b>	<b>5</b>	<b>0.2</b>	<b>0.1</b>
Agriculture et prairies sur sables .....	100	50	20	0.2	0.1
Terres arables sur alluvions .....	90	50	20	0.2	0.1
Agriculture et prairies sur roches sédimen- taires anciennes .....	100	50	20	0.2	0.1
<b>Vignes et cultures fruitières</b> .....	<b>20</b>	<b>10</b>	<b>5</b>	<b>0.2</b>	<b>0.05</b>
Prairies et pâturages sur lœss .....	120	80	20	0.2	0.1
Prairies et pâturages sur alluvions .....	90	50	20	0.2	0.1
<b>Forêts de feuillus sur zones infiltrantes</b>	<b>190</b>	<b>50</b>	<b>5</b>	<b>0.2</b>	<b>0.1</b>
<b>Forêts de feuillus sur zones imper-</b> <b>méables</b> .....	<b>70</b>	<b>50</b>	<b>5</b>	<b>0.2</b>	<b>0.1</b>
<b>Forêts de feuillus sur lœss</b> .....	<b>210</b>	<b>120</b>	<b>5</b>	<b>0.2</b>	<b>0.1</b>
Forêts de feuillus sur alluvions	110	70	20	0.2	0.1
<b>Forêts de conifères sur zones infil-</b> <b>trantes</b> .....	<b>130</b>	<b>30</b>	<b>10</b>	<b>0.2</b>	<b>0.05</b>
<b>Forêts de conifères sur zones imper-</b> <b>méables</b> .....	<b>70</b>	<b>40</b>	<b>10</b>	<b>0.2</b>	<b>0.05</b>
Forêts de conifères sur lœss .....	140	100	20	0.2	0.1
Forêts de conifères sur alluvions .....	110	70	20	0.2	0.1
<b>Terres arables sur alluvions en zone</b> <b>montagneuse</b> .....	<b>150</b>	<b>30</b>	<b>5</b>	<b>0.2</b>	<b>0.1</b>
<b>Prairies et pâturages sur alluvions en</b> <b>zone montagneuse</b> .....	<b>30</b>	<b>10</b>	<b>5</b>	<b>0.2</b>	<b>0.1</b>
<b>Forêts de feuillus sur alluvions en zone</b> <b>montagneuse</b> .....	<b>180</b>	<b>80</b>	<b>5</b>	<b>0.2</b>	<b>0.1</b>

TABLE 2.3 – Paramètres des 24 fonctions de production. Les 14 fonctions calées apparaissent en gras.

## 2.4 Simulations couplées en temps présent

Une fois le calcul du bilan hydrique en surface calibré sur les bassins versants montagneux, des simulations couplées prenant en compte l'écoulement en nappe dans la plaine, ainsi que les interactions surface-souterrain peuvent être réalisées. Ces simulations requièrent de renseigner un certain nombre de paramètres régissant les écoulements en nappe et les échanges avec la surface. Pour les écoulements en nappe il s'agit des transmissivités et des coefficients d'emmagasinement de l'aquifère, et pour les interactions, des débits limites sur les mailles rivières  $Q_{lim}$  et des coefficients de transfert  $T_p$  (cf. section 2.1.4.2).

### 2.4.1 Paramètres hydrodynamiques

Compte tenu des fortes interactions existant dans la plaine entre le domaine souterrain et le domaine de surface, les débits des cours d'eau n'y sont pas simplement déterminés par la répartition de la pluie efficace entre ruissellement et infiltration comme sur les bassins versants montagneux. Ils dépendent également de l'eau fournie ou absorbée par la nappe alluviale. Il en est de même pour la piézométrie qui ne dépend pas seulement de l'infiltration de la pluie efficace vers la nappe. Il est donc difficile de calibrer indépendamment dans la plaine le bilan hydrique de surface, et les paramètres hydrodynamiques déterminant les niveaux piézométriques. Pour cette raison nous avons fait le choix de ne pas calibrer les paramètres des fonctions de production dans la plaine, et d'utiliser pour les valeurs de transmissivités les résultats d'inversion obtenus au LHyGeS avec le modèle HPP-INV.

#### 2.4.1.1 Transmissivités

Ces champs de transmissivités ont été obtenus par inversion des données piézométriques et hydrométriques à l'aide du modèle HPP-INV (Majdalani et Ackerer, 2010). Les entrées qui ont été utilisées pour ce modèle sont issues des simulations de bilan hydrique en surface par le module dédié de MODCOU : les valeurs mensuelles d'infiltration ont été reprises, dans un premier temps sous forme de pourcentages moyens des précipitations, puis les valeurs infiltrées ont été directement utilisées ensuite.

L'algorithme de paramétrisation de HPP-INV est basé sur un maillage triangulaire raffiné au cours du processus d'inversion, en fonction des valeurs de la fonction objectif (cf. figure 2.14). Lors de ce raffinement, de nouveaux nœuds sont créés pour le maillage, auxquels on attribue une valeur de conductivité initiale en fonction de celles des nœuds les plus proches. Cette valeur peut être déterminée selon un processus de choix aléatoire. L'utilisation de ce choix aléatoire fait que différentes distributions de conductivités hydrauliques sont obtenues pour les mêmes forçages, conditions initiales et observations piézométriques et hydrométriques, avec HPP-INV. Nous verrons par la suite que plusieurs de ces distributions ont été utilisées pour paramétrer le modèle MODCOU.

Pour passer des distributions de conductivités hydrauliques déterminées par HPP-INV sur le maillage triangulaire dont l'extension diffère de celle du maillage MODCOU, à une distribution sur les mailles carrées MODCOU, la valeur moyenne des transmissivités sur les 204 mois de simulation est calculée sur chaque maille, à partir des épaisseurs mouillées. Les valeurs sont alors d'abord réparties sur une grille régulière au pas de 100 m grâce à l'outil de conversion en grille raster de ARCGIS. On utilise ensuite pour chaque maille MODCOU la valeur moyenne des points de la grille situés dans cette maille.

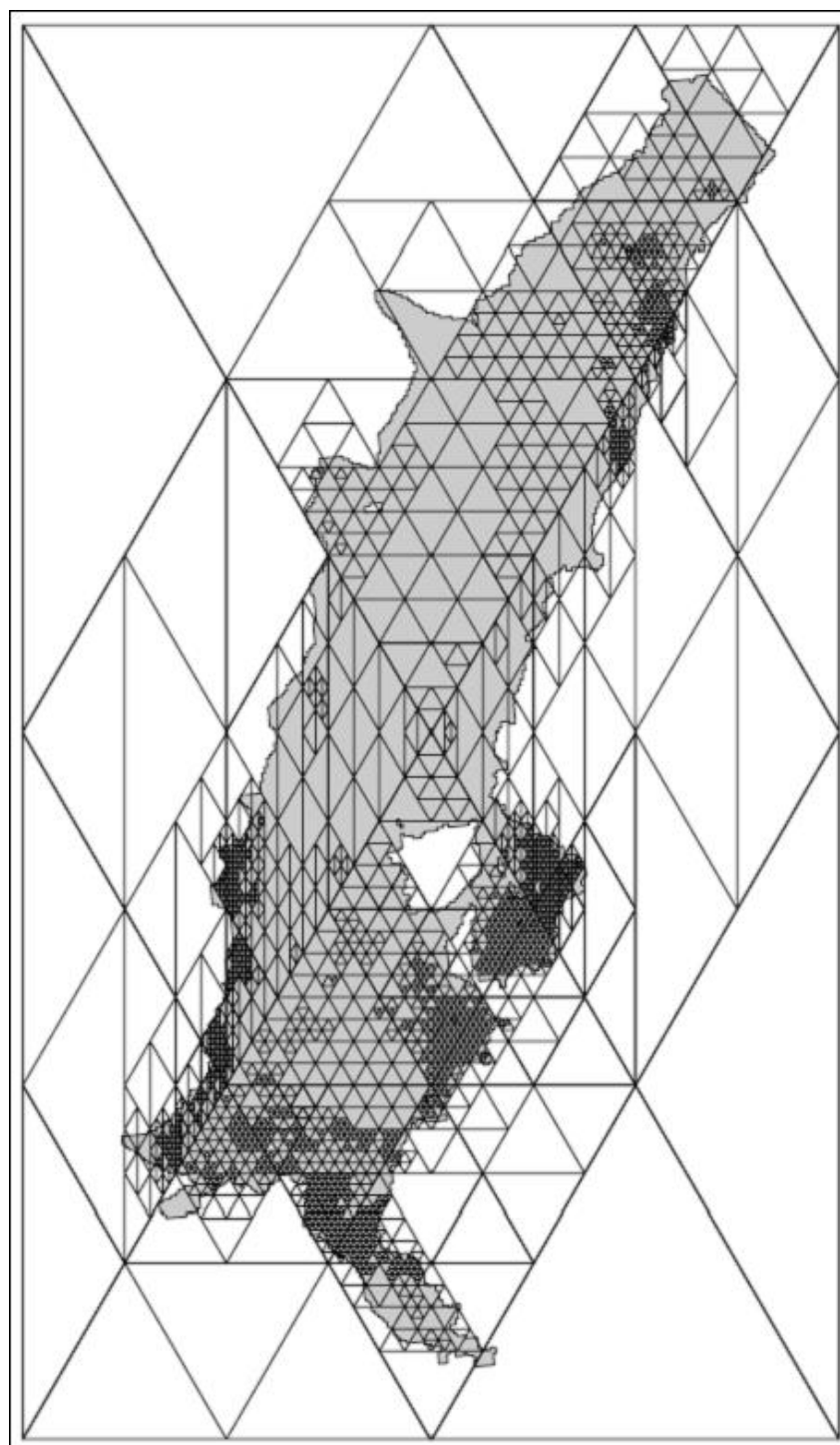


FIGURE 2.14 – Maillage triangulaire du modèle HPP-INV. Les limites de l’aquifère correspondent à la zone grisée.

Pour la terrasse de Haguenau au Nord-Ouest, qui n’est pas incluse dans l’extension de l’aquifère du modèle HPP-INV, on a utilisé une valeur uniforme de transmissivité égale à  $10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ . Cette valeur est cohérente avec les valeurs trouvées dans la littérature pour cette zone, peu

étudiée du point de vue hydrogéologique (SGR Alsace, 1979; Schomburgk et al., 2001)

#### 2.4.1.2 Coefficients d'emmagasinement

Les coefficients d'emmagasinement en nappe libre sont égaux à la porosité de drainage, c'est-à-dire à la porosité qui peut se remplir et se vider lors des variations du niveau piézométrique de la nappe. Dans le cas de l'aquifère alluvial du Rhin, les études géologiques du matériau alluvionnaire ont montré que les alluvions sont globalement plus grossières et mieux triées au centre de la plaine que vers ses bordures, ainsi que dans la partie Sud où la proportion de matériaux grossiers d'origine alpine est plus importante (LUBW, 2006b). Ces informations vont dans le sens d'une augmentation de porosité vers le centre et vers le Sud de la plaine. C'est ce schéma qui a été considéré ici, avec des valeurs de coefficient d'emmagasinement de 0.12 le long du Rhin dans la partie Sud, et de 0.05 partout ailleurs. Ces valeurs ont été reprises du modèle HPP-INV développé au Lhyges (Majdalani et Ackerer, 2010).

Il faut noter qu'une répartition assez différente avait été utilisée dans le projet MoNit, avec des valeurs de coefficients d'emmagasinement plus élevées vers les bordures Est et Ouest du fossé rhénan qu'en son centre. Les valeurs utilisées variaient de 0.12 à 0.2. Cette répartition sera également testée dans le cadre de cette thèse, une incertitude importante subsistant sur ces valeurs (cf. section 2.4.4.3).

#### 2.4.1.3 Paramètres des échanges nappe-rivières

Les principaux paramètres dont dépendent les échanges nappe-rivière sont les coefficients de transfert vers les drains  $T_p$  et les débits limites d'infiltration des rivières  $Q_{lim}$ . Dans le cadre de cette étude, ces paramètres ont été pris homogènes, les informations a priori étant considérées comme insuffisantes pour en déduire des variations spatiales de ces paramètres. Ceci constitue une limite dans la représentation qui est faite de l'hydrosystème, les valeurs « réelles » de ces paramètres dépendant surtout de la nature des matériaux superficiels de l'aquifère, matériaux qui présentent des variations spatiales en lien avec les hétérogénéités géologiques locales et régionales.

Une valeur de  $Q_{lim}$  de 50 L/s a été utilisée, cette valeur correspondant à un débit d'infiltration maximum de 250 L/s/km pour des mailles rivières de 200 m. Ce débit correspond à la valeur d'infiltration maximale trouvée dans la littérature (Esteves, 1989), pour la partie amont de l'Ill dans la plaine, qui est une des zones où cette infiltration des rivières est la plus importante, en raison de la profondeur de la nappe alluviale.

### 2.4.2 Conditions aux limites transitoires

Un certain nombre de pressions sont exercées sur la nappe alluviale du Rhin, d'origine anthropique ou non. On cherche à représenter les plus importantes, qui ont une importance quantitative significative sur le bilan en eau de l'aquifère.

#### 2.4.2.1 Prise en compte des prélèvements

Les prélèvements anthropiques représentent des volumes annuels importants. Les données sont difficiles à obtenir, en particulier pour les prélèvements agricoles destinés à l'irrigation. Les prélèvements pris en compte dans ce travail sont ceux utilisés par Majdalani et Ackerer (2010) pour le modèle HPP-INV. Ces données ont été récupérées grâce au travail effectué dans le projet MoNit, mais ont cependant été modifiées. En effet ces données étaient issues de bases

de données éparses qui avaient été synthétisées pour obtenir des prélèvements par points de captage. Certains points ont été considérés comme dupliqués et ont été retirés de la liste, avec les débits correspondant. Finalement on obtient des débits prélevés moyens de  $11,3 \text{ m}^3/\text{s}$  sur la période 1986-2002, contre 16 à  $20 \text{ m}^3/\text{s}$  dans le projet Monit.

La spatialisation des prélèvements dans le modèle MODCOU est basée sur la correspondance entre points de prélèvements et mailles souterraines, établie grâce aux outils d'analyse du logiciel ArcGIS.

#### 2.4.2.2 Débits du Rhin

Les débits du Rhin à Bâle constituent un forçage important pour l'aquifère alluvial. En effet le débit moyen du Rhin à l'entrée de la plaine d'Alsace et de Bade atteint  $1040 \text{ m}^3/\text{s}$ , ce qui représente un apport d'eau potentiellement important par infiltration vers la nappe. Ces débits ont donc été imposés en entrée du modèle pour la période 1986-2002. Les données dont nous disposons pour cette période correspondent à des mesures effectuées juste en amont de l'entrée du Grand Canal et du barrage de Kembs.

La séparation du cours du Rhin entre Grand Canal et Vieux Rhin au niveau de Kembs a une influence significative sur les échanges avec l'aquifère. En effet le Grand Canal est surélevé par rapport au niveau du terrain naturel, alors que le Vieux Rhin présente des cotes plus basses de plusieurs mètres, ce qui influence les niveaux piézométriques locaux. Cette diffuence a donc été prise en compte « à la main » dans le modèle, MODCOU ne permettant pas de prendre en compte automatiquement les diffuences de cours d'eau (cf. section 2.1).

Les débits à Kembs ont ainsi été répartis entre les deux branches du Rhin en suivant les règles de répartition imposées par la capacité maximale de l'usine hydro-électrique de Kembs ( $1400 \text{ m}^3/\text{s}$ ) et par le débit réservé pour le Vieux Rhin ( $20 \text{ m}^3/\text{s}$ ) : tous les écoulements jusqu'à  $20 \text{ m}^3/\text{s}$  passent par le Vieux Rhin. Au-delà on écoule jusqu'à  $1400 \text{ m}^3/\text{s}$  dans le Grand Canal, et si le débit amont dépasse  $1420 \text{ m}^3/\text{s}$ , le surplus est également écoulé dans le Vieux Rhin.

#### 2.4.2.3 Hauteurs variables dans le Rhin

La prise en compte des débits amont dans le Rhin permet d'avoir des valeurs de volumes d'eau disponibles en rivière ( $Q_{dis}$ ) correctes. Cependant les échanges sont basés sur la différence entre la cote de l'eau dans la rivière et la cote piézométrique au droit de la rivière. Pour avoir une bonne prise en compte de ces échanges il est donc également important de connaître avec précision les niveaux d'eau en rivière. Cela a été considéré comme particulièrement crucial pour le Rhin, en raison des forts écoulements qui y transitent.

Comme on l'a vu à la section 2.1, par défaut dans MODCOU les niveaux d'eau en rivières sont considérés comme constants. Ils ont été pris égaux aux cotes du sol du projet MoNit dans la plaine. Pour déterminer des niveaux d'eau variables dans le Rhin, nous avons réutilisé les résultats du modèle hydraulique développé dans le projet MoNit (LUBW, 2006a). On disposait des sorties de ce modèle hydraulique, c'est-à-dire des niveaux d'eau mensuels pour chaque maille du Rhin sur la période 1986-2002. Ces niveaux mensuels ont dans un premier temps été intégrés tels quels dans MODCOU. Cependant, comme indiqué précédemment, on cherche une méthode de calcul de ces niveaux variables qui soit réutilisable sur une autre période sans passer par un modèle hydraulique des écoulements. On souhaite donc pouvoir exprimer de façon simple les niveaux d'eau sur le Rhin en fonction des débits simulés par MODCOU.

Ceci est fait en établissant des relations par biefs entre le débit simulé à l'entrée du bief et les niveaux d'eau sur les mailles du bief. On a utilisé par souci de simplicité des régressions

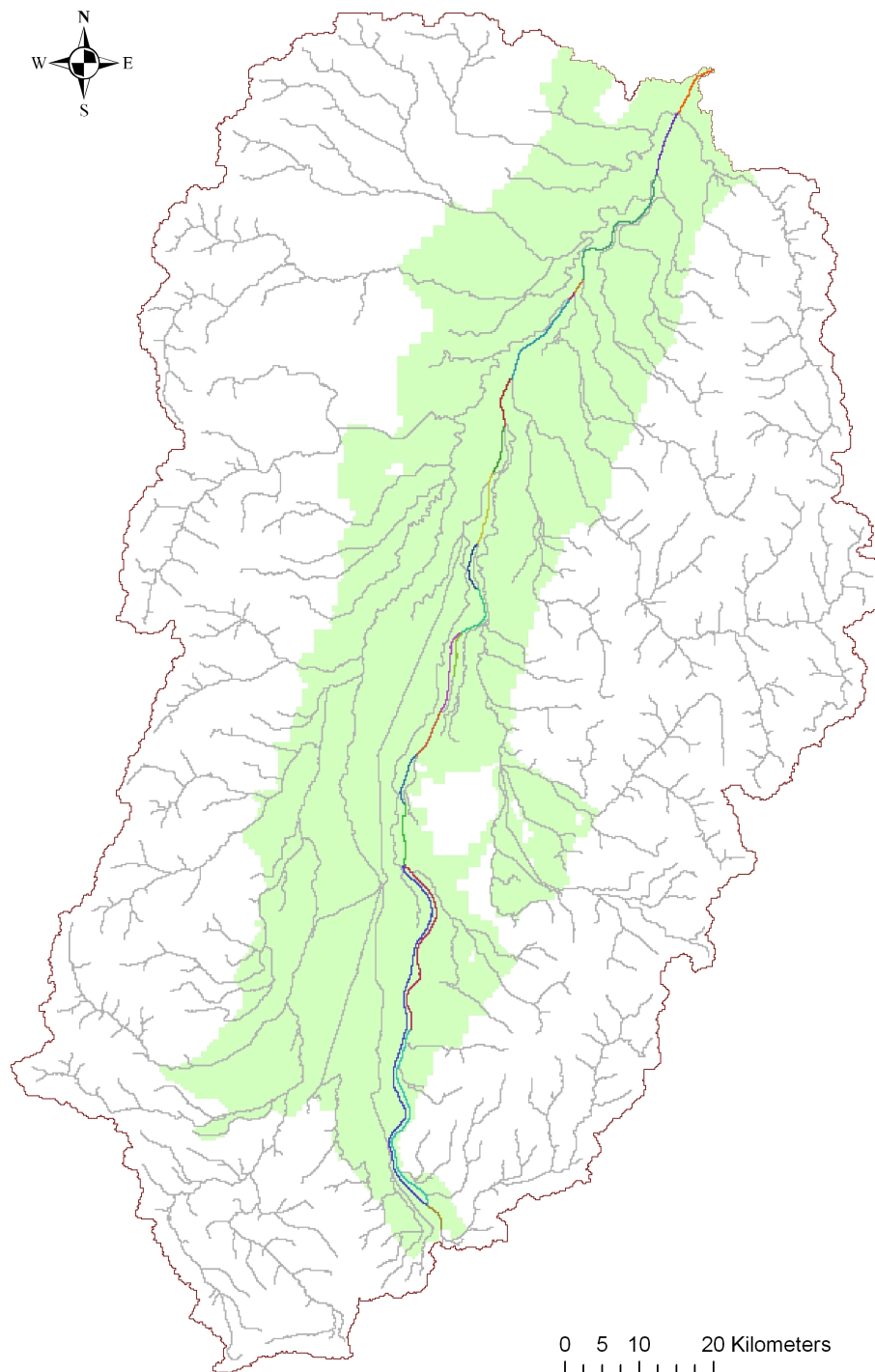


FIGURE 2.15 – Biefs définis sur le Rhin pour le calcul des niveaux d'eau à partir des débits simulés.

linéaires à partir des simulations faites sur la période 1986-2002 en imposant les niveaux variables mensuels. La régression est calculée entre ces niveaux mensuels et les débits moyens mensuels calculés par MODCOU pour chaque bief.

Ces biefs sont au nombre de 20 (cf. figure 2.15), et ont été délimités par les diffuences et confluences liées aux dérivations du Rhin construites pour les aménagements hydroélectriques (Grand Canal, et quatre aménagements « en feston » situés plus en aval), ainsi que par les confluences avec les affluents du Rhin, qui créent des discontinuités dans les valeurs des débits.

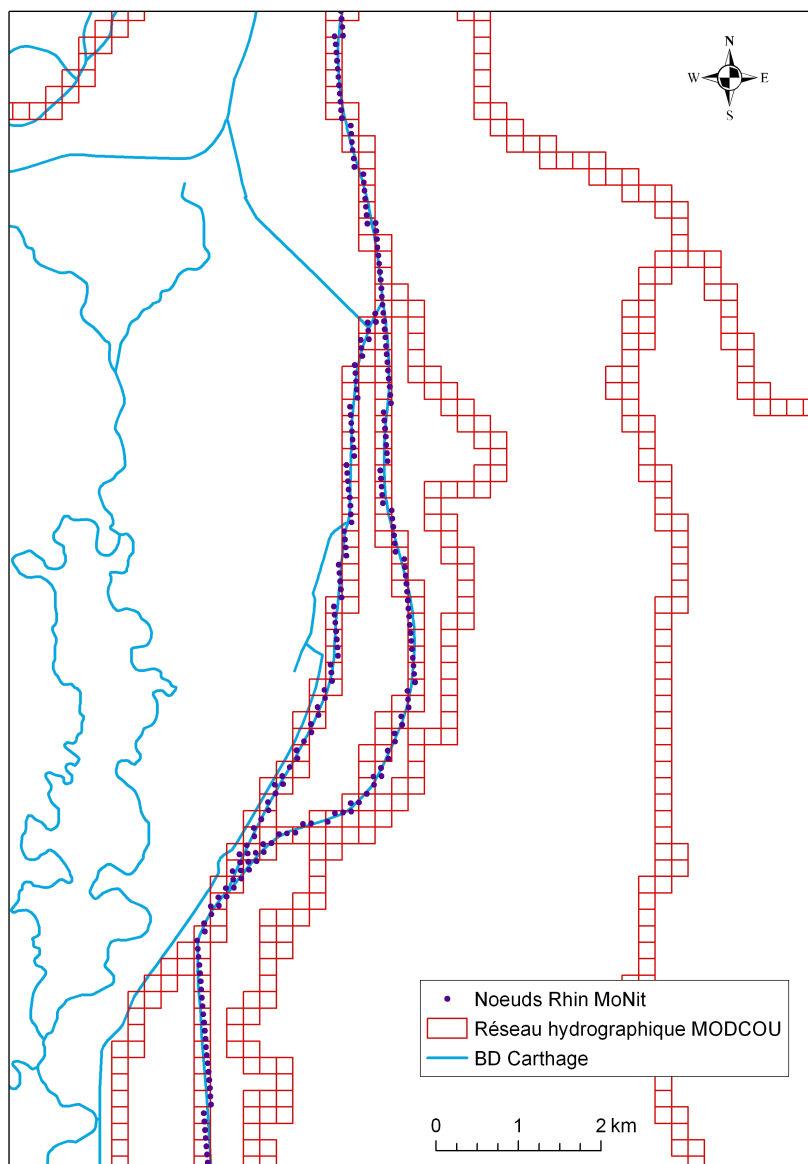


FIGURE 2.16 – Exemple de correspondance des maillages MODCOU et MoNit pour le réseau hydrographique dans la zone du Rhin au Sud de Strasbourg. Les cours d’eau de la base de données Carthage de l’IGN, limitée à la partie française, sont représentés pour indication.

La figure 2.16 montre le réseau hydrographique maillé de MODCOU ainsi que la position des mailles du Rhin dans le modèle hydraulique de MoNit, au Sud de Strasbourg. Des correspondances ont été établies entre ces deux maillages afin d’utiliser les résultats de MoNit pour MODCOU.

La figure 2.17 présente des exemples de relations entre le niveau d’eau moyen mensuel sur une

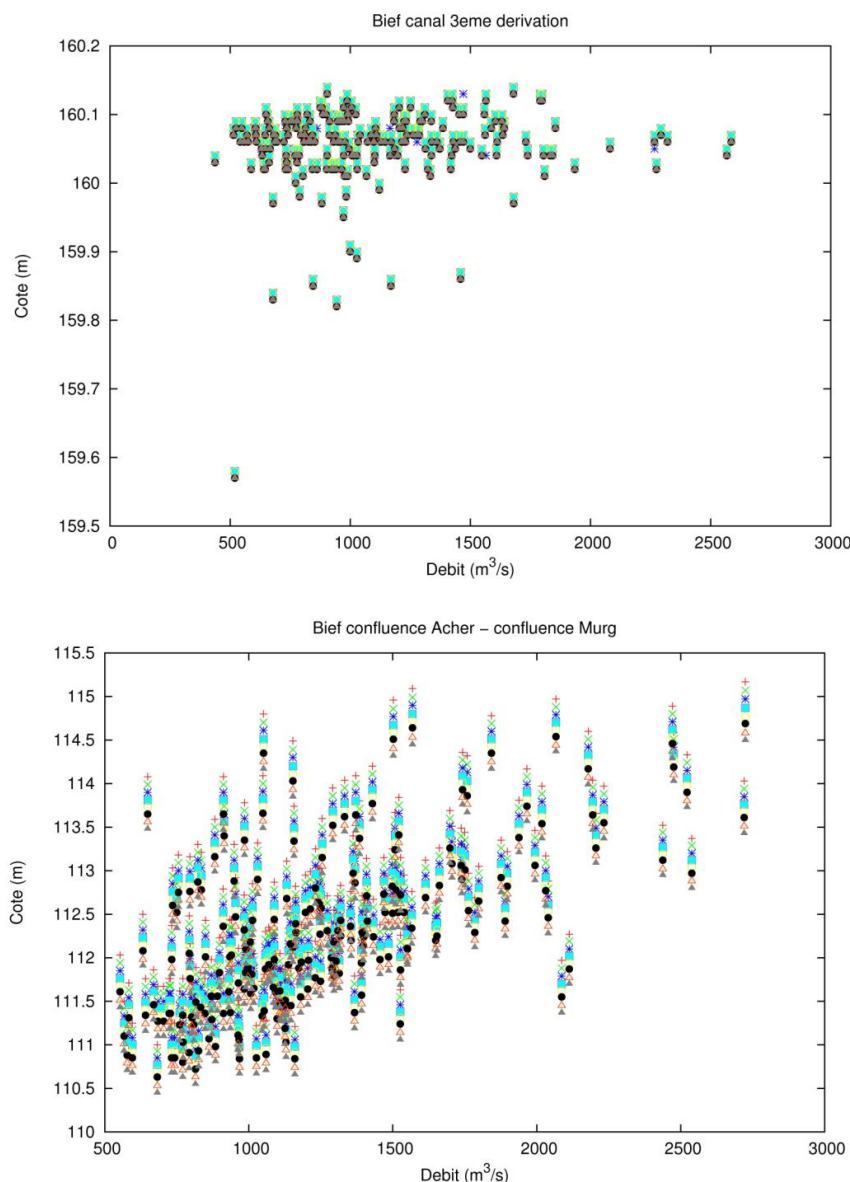


FIGURE 2.17 – Cotes de l'eau sur le Rhin en fonction du débit à l'entrée du bief, pour deux des vingt biefs définis. Chaque symbole représente une maille MODCOU différente située sur le bief.

maille donné par le modèle hydraulique de MoNit, et le débit moyen pour le même mois calculé par MODCOU à l'entrée du bief. Les différents symboles correspondent à différentes mailles du bief. Les biefs situés en amont des ouvrages hydroélectriques présentent des niveaux d'eau à peu près constants, tandis que les biefs plus « naturels » montrent une relation croissante entre le débit et le niveau de l'eau.

Cette méthode est très approximative et ne donne pas des valeurs exactes pour les niveaux d'eau du Rhin, mais elle présente l'avantage d'être transposable à d'autres périodes, sans nécessiter de lourds calculs. On obtient ainsi une estimation du premier ordre de la variabilité des niveaux sur le Rhin.



## 2.4.2.4 Hauteurs et débits variables dans le canal de la Hardt

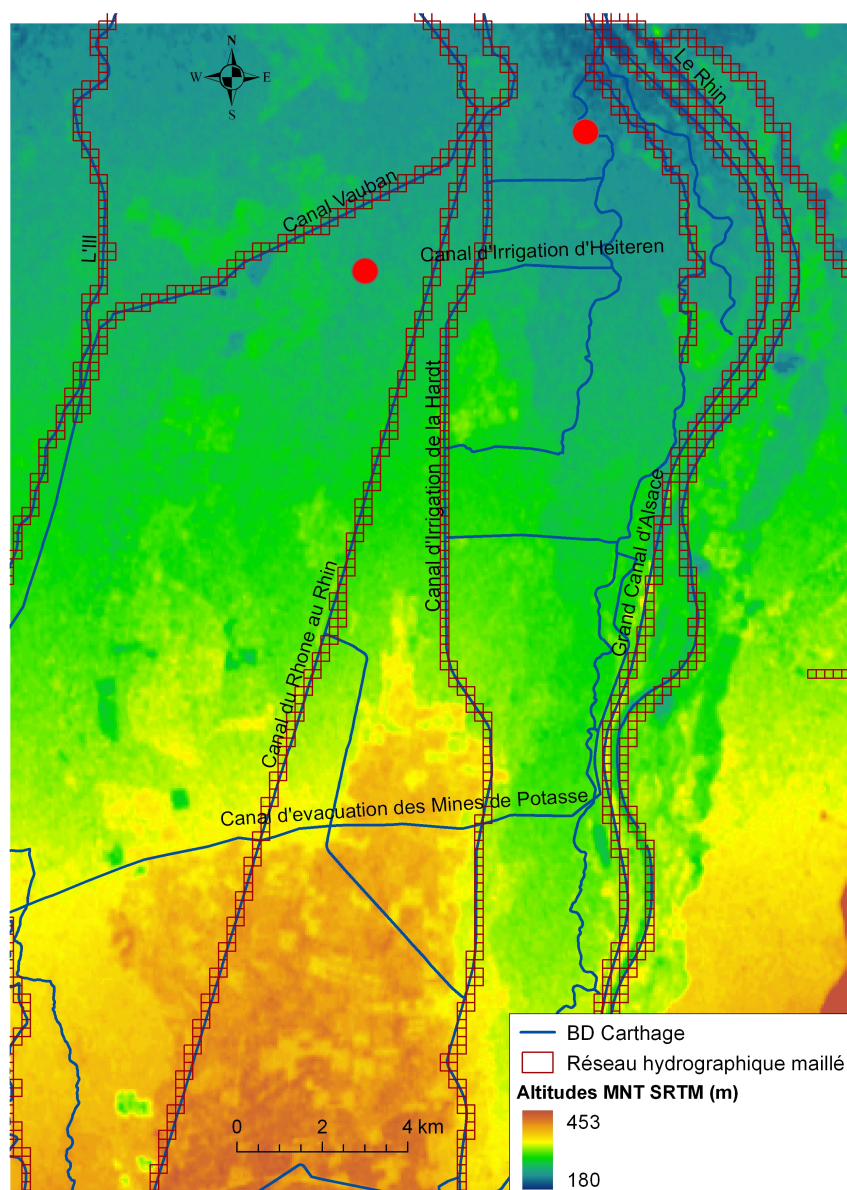


FIGURE 2.18 – Carte du réseau hydrographique réel et maillé de MODCOU dans la plaine de la Hardt. Les deux points rouges indiquent l'emplacement des piézomètres de la figure 2.19.

Une première analyse des niveaux piézométriques simulés avec la méthode présentée dans la section suivante a montré que l'évolution temporelle de ces niveaux dans la plaine de la Hardt n'était pas bien reproduite. Plusieurs études régionales nous ont permis d'identifier le rôle important joué par le réseau des canaux d'irrigation dans cette zone pour l'évolution temporelle de la piézométrie (Baron et al., 2000; Commission locale de l'eau du SAGE Ill-Nappe-Rhin, 2005; SCP Ingénierie Développement, 2003).

En effet suite à la chute du niveau de la nappe phréatique consécutive à la régularisation du lit du Rhin, des mesures ont été prises afin d'assurer la pérennisation de l'agriculture dans la plaine de la Hardt. Elles ont abouti à la création d'un réseau de canaux d'irrigation, présenté sur

la figure 2.18, qui est alimenté par des prises d'eau sur le Rhin, évitant ainsi d'avoir à puiser l'eau dans la nappe à plus de 20 m de profondeur. Ces canaux ont également pour rôle de participer à la recharge de l'aquifère grâce à l'infiltration de leurs eaux vers le sous sol. Ces canaux sont donc importants à prendre en compte dans le modèle si l'on cherche à mieux reproduire les chroniques piézométriques observées.

Etant donnée la résolution limitée de notre modèle, et l'impossibilité de représenter les diffluences des cours d'eau, on a simplement intégré dans le modèle MODCOU le canal de la Hardt, dont le tracé faisait déjà partie du réseau hydrographique. Les données disponibles sur la gestion de ce canal nous ont permis d'estimer un débit d'environ 10 m<sup>3</sup>/s en été, de mai à octobre, et de 3 m<sup>3</sup>/s en hiver, de novembre à avril. Ces débits ont été imposés à l'entrée du canal de la Hardt dans le modèle.

Ceci a permis d'améliorer les problèmes de déphasage et de sous-estimation de la piézométrie simulée constatés dans la zone (cf. figure 2.19). Cet exemple montre que la généralisation des niveaux d'eau variables sur les cours d'eau représentés par le modèle doit permettre d'améliorer la simulation des niveaux piézométriques dans le cas d'un aquifère fortement couplé au réseau hydrographique.

### 2.4.3 Modifications de l'algorithme de calcul des échanges nappe-rivières

Lors des premières simulations couplées conduites sur la période 1985-2003, des débits négatifs de plusieurs m<sup>3</sup>/s ont été simulés à certaines stations hydrométriques, en particulier dans les zones de forte infiltration des rivières vers la nappe, au Sud de la plaine (cf. figure 2.20).

Ce problème a été diagnostiqué comme provenant de la simulation d'importantes infiltrations d'eau des mailles rivières vers la nappe, qui conduisent dans certaines conditions à infiltrer un volume supérieur à celui disponible dans les mailles rivières. Pour résoudre ce problème, la simulation des écoulements en rivières par isochronisme est remplacée par l'utilisation du modèle RAPID basé sur la résolution de l'équation de Muskingum.

Le problème des débits négatifs simulés existe cependant aussi avec cette version (cf. figure 2.20), et il est lié cette fois à une différence de pas de temps entre RAPID d'une part, et MODCOU qui simule les échanges nappe-rivières d'autre part. En effet RAPID fonctionne avec un pas de temps d'une demi-heure, alors que MODCOU simule les échanges nappe-rivières au pas de temps journalier. De plus dans RAPID les volumes prélevés en rivière par ces échanges sont considérés constants au cours d'une journée. Or le volume disponible en rivière est estimé par MODCOU au pas de temps  $t$  pour le calcul des échanges  $Q_{ech}$  au pas de temps  $t + 1$ . Or au cours du pas de temps  $t + 1$ , RAPID effectue 48 itérations demi-horaires, et à chacune de celle-ci une partie de l'eau est transférée vers l'aval, ce qui peut conduire à un volume journalier effectivement disponible inférieur à ce qui a été estimé par MODCOU. Les échanges prélèvent alors plus d'eau en rivières que ce qui y est disponible.

Le fonctionnement du couplage MODCOU-RAPID a donc été modifié pour éviter ce problème, en utilisant une nouvelle pré-estimation du volume d'eau disponible en rivière au pas de temps  $t + 1$ . Ceci est fait par un premier appel à RAPID, qui permet d'estimer le débit sortant de chaque maille rivière à  $t + 1$ , en considérant des prélèvements par les échanges nappe-rivières nuls, ou bien égaux au débit  $Q_{lim}$  (débit maximum pouvant être prélevé par ces échanges dans une maille rivière, cf. section 2.1.4.2) dans le cas où le niveau de la nappe est inférieur à celui de la rivière, ou proche de celui-ci.

Cette pré-estimation du volume disponible en rivière permet un calcul plus plausible des échanges nappe-rivières par MODCOU, et RAPID est ensuite appelé une seconde fois pour

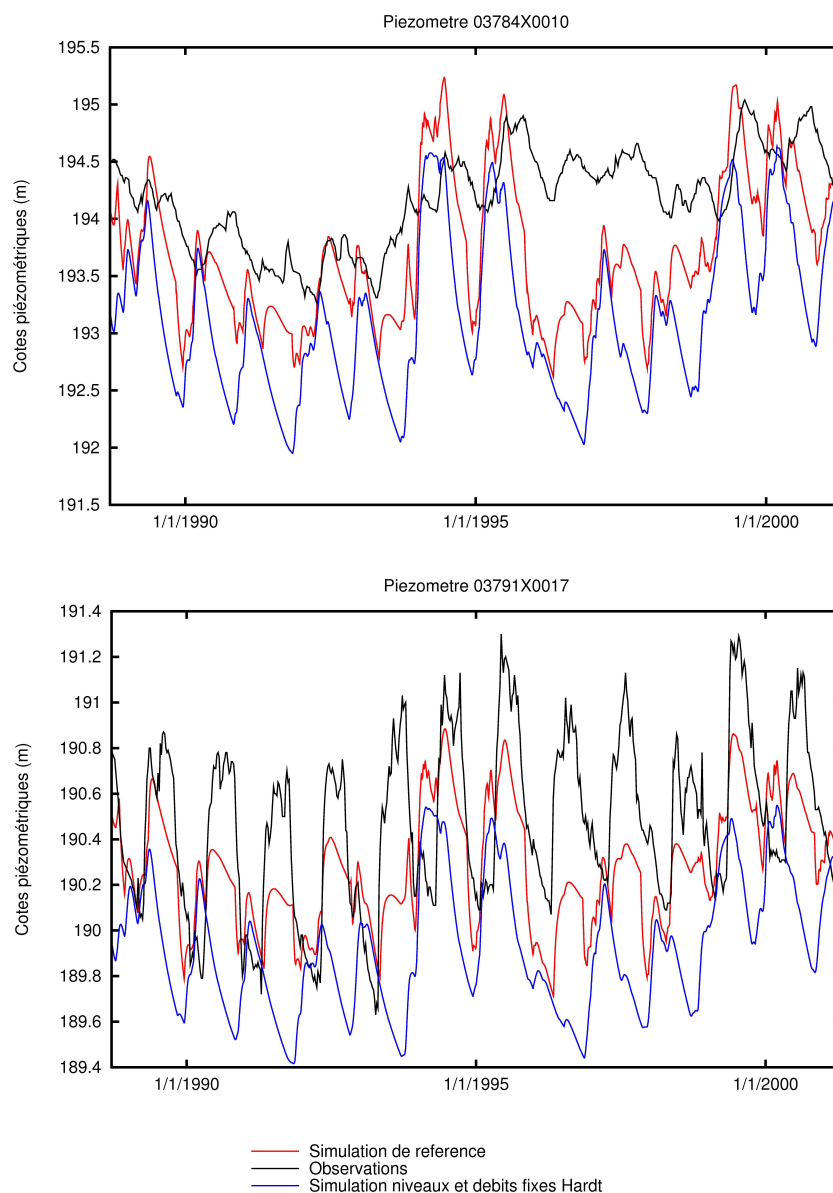


FIGURE 2.19 – Chroniques piézométriques observées et simulées avec et sans prise en compte des débits dans le canal de la Hardt, en deux points de la plaine de la Hardt. La simulation de référence est faite avec des débits et niveaux d'eau variables dans le canal de la Hardt.

le calcul des débits en rivière, en utilisant cette fois les valeurs de prélèvements d'eau par les échanges calculées par MODCOU.

De cette façon les volumes disponibles en rivières à  $t + 1$  sont estimés à minima avant le calcul des échanges par MODCOU et l'appel principal à RAPID qui réalise le routage en rivière, ce qui nous évite d'obtenir des valeurs négatives de débits simulés.

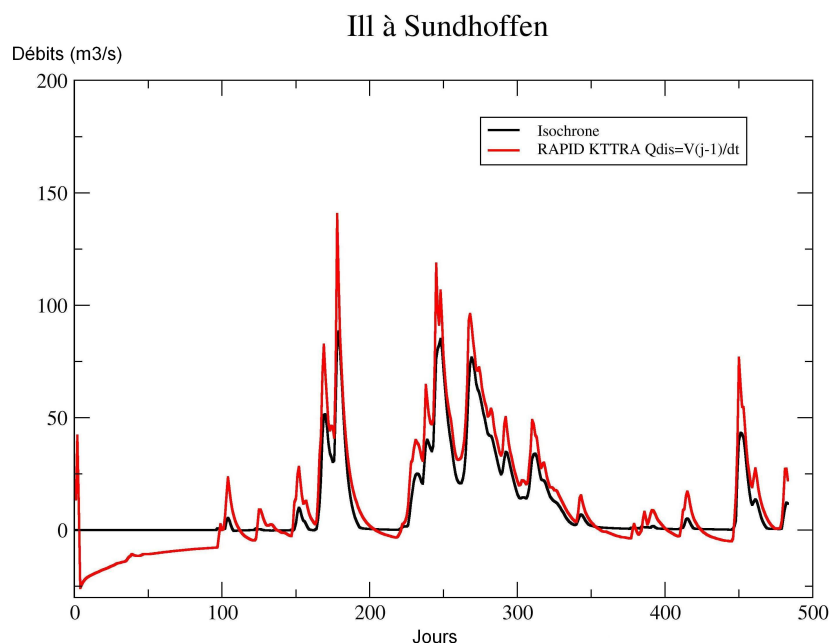


FIGURE 2.20 – Débits simulés pour l'Ill à Sundhoffen par MODCOU, avec le routage par isochronisme, et le routage par RAPID non modifié.

#### 2.4.4 Estimation du fonctionnement de l'aquifère et analyse de sensibilité du modèle aux paramètres

Le travail effectué pour estimer le fonctionnement de l'aquifère alluvial du Rhin et la sensibilité du modèle aux valeurs des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère est présenté à travers un article soumis à *Journal of Hydrology*. En effet avant d'utiliser le modèle hydrogéologique couplé dans le cadre de l'étude des impacts du changement climatique, il est important de bien connaître ses limitations, en particulier concernant les incertitudes sur les paramètres utilisés. Nous avons donc testé l'utilisation de plusieurs jeux de paramètres hydrodynamiques aux valeurs probables, afin d'évaluer l'influence de ceux-ci sur le bilan global de la nappe.

Dans cet article nous utilisons une méthode d'analyse des données piézométriques développée par Longuevergne et al. (2007). Cette méthode permet de décomposer les chroniques piézométriques entre plusieurs composantes correspondant aux principaux processus de recharge de l'aquifère. En tant que méthode d'analyse mathématique appliquée à un système physique réel, cette méthode présente nécessairement des limitations, mais constitue une approche intéressante pour déterminer dans quelle mesure des processus réels sont bien reproduits par la modélisation. En effet comme on l'a vu, dans le cas de l'aquifère alluvial rhénan, les processus de recharge sont multiples et en forte interaction.

On montre dans cette publication que certaines paramétrisations testées ont pu être écartées comme non réalistes, et qu'une incertitude significative subsiste sur le bilan en eau de l'aquifère en temps présent.

#### 2.4.4.1 Résumé en français

L'aquifère alluvial du Rhin supérieur est une ressource en eau transnationale de grande importance. Pourtant, comme pour de nombreux systèmes alluviaux, les flux d'entrée et de sortie de l'aquifère ne sont pas connus avec précision, en raison de la difficulté à estimer les débits d'infiltration des cours d'eau et les flux de subsurface aux limites de l'aquifère. Pour permettre une bonne représentation du système aquifère, un modèle couplé surface-souterrain est développé pour tout le bassin, et plusieurs jeux de paramètres sont testés afin d'évaluer l'incertitude liée aux paramètres mal contraints. Douze simulations ont été réalisées, et leurs résultats sont analysés à l'aide de critères statistiques standards et d'une méthode plus avancée, la transformée de Karhunen Loève. Ces analyses ont montré que le modèle donne des résultats satisfaisants mais que des sous estimations des niveaux piézométriques subsistent dans la partie Sud du bassin. La prise en compte de l'infiltration des rivières et du fonctionnement des canaux dans la plaine de la Hardt est essentielle pour obtenir une bonne représentation du comportement de l'aquifère. L'augmentation du débit maximum d'infiltration des rivières conduit à une altération des résultats. L'infiltration des rivières vers l'aquifère représente environ 80 % de la recharge, avec des moyennes annuelles de l'ordre de  $115 \pm 16.5 \text{ m}^3/\text{s}$ , c'est-à-dire avec une incertitude de 14 %. Cette estimation est plus importante que dans les études antérieures, mais elle est cohérente avec des résultats obtenus précédemment en période de basses eaux. Ce résultat met en avant la grande vulnérabilité de l'aquifère du fossé rhénan supérieur à des pollutions des eaux de surface, et au changement climatique puisqu'il est probable que le régime des cours d'eau issus des massifs montagneux voisins sera affecté par la réduction des stocks neigeux.

#### 2.4.4.2 Article soumis à Journal of Hydrology

## ***Assessing the water balance of the Upper Rhine Graben hydrosystem***

Charlotte Thierion<sup>a,\*</sup>, Laurent Longuevergne<sup>b</sup>, Florence Habets<sup>a</sup>, Emmanuel Ledoux<sup>c</sup>, Philippe Ackerer<sup>d</sup>, Samer Majdalani<sup>e</sup>, Etienne Leblois<sup>f</sup>, Simon Lecluse<sup>d</sup>, Eric Martin<sup>g</sup>, Solen Queguiner<sup>g</sup>, Pascal Viennot<sup>c</sup>

- a. Sisyphe, UPMC, CNRS, Mines-Paristech, Fontainebleau, France
- b. Geosciences, Université Rennes 1, CNRS, Rennes, France
- c. Centre de Géosciences, Mines-Paristech, Fontainebleau, France
- d. LHYGES, Université de Strasbourg, CNRS, Strasbourg, France
- e. HydroSciences, Université Montpellier 2, CNRS, Montpellier, France
- f. CEMAGREF, Lyon, France
- g. CNRM, Météo-France, CNRS, Toulouse, France

\*Corresponding author: email: [charlotte.thierion@mines-paristech.fr](mailto:charlotte.thierion@mines-paristech.fr)

Tel : +33164694960 – Fax : +33164694703

### ***Abstract***

The Upper Rhine alluvial aquifer is an important transboundary water resource. However, as in many alluvial systems, the aquifer inflows and outflows are not precisely known because of the difficulty of estimating the river infiltration flux and the boundary subsurface flow. To provide a thorough representation of the aquifer system, a coupled surface-subsurface model was applied to the whole aquifer basin, and several parameter sets were tested to investigate the uncertainty due to poorly known parameters (e.g. aquifer transmissivity computed by an inverse model, river bed characteristics). Twelve simulations were run and analysed using standard statistical criteria and also a more advanced statistical method, the Karhunen Loève Transform (KLT). This analysis showed that, although the model performed reasonably well, some piezometric level underestimations persisted in the south of the basin. An accurate representation of the aquifer behaviour would require river infiltration and the functioning of irrigation canals in the Hardt area to be taken into account. It also appeared that increasing the maximum river infiltration flow deteriorated the quality of the results.

River infiltration to the aquifer was estimated to represent about 80 % of the aquifer inflows with a mean annual value around  $115 \pm 16.5 \text{ m}^3/\text{s}$ , thus with an uncertainty of 14 %. This quantity is larger than estimated in previous studies but is in agreement with some results obtained during low water periods. This important conclusion highlights the vulnerability of the Upper Rhine Graben aquifer to pollution from the rivers and to climate change since it is highly probable that the rivers' regimes will be affected by reduced snow cover on the neighbouring mountain ranges.

**Keywords:** groundwater-surface water relations; groundwater recharge/water budget; Upper Rhine alluvial aquifer; hydrogeological model parameter sensitivity.

### ***1 Introduction***

Alluvial hydrosystems have been recognized as important water resources but also as systems very vulnerable to pollution or change in water availability (Allen et al., 2004). Knowledge of the different components of the water balance is therefore of considerable importance in optimizing water management and/or estimating the impacts of anthropogenic activities or climate change. These water balance components are difficult to measure, as the observations of water fluxes provide only local information (Sanford, 2002; Kalbus et al., 2006). Thus

there is a need to assess the fluxes by modelling, as they are linked to the boundary conditions, and the sink/source terms and the hydrodynamic parameters, which are mostly unknown and are estimated through model calibration. Model calibration leads to non-unique solutions and, therefore, the evaluation of some components of the water balance is uncertain (Konikow and Bredehoeft 1992, Beven 2006).

The components of the water balance for unconfined groundwater are recharge due to precipitation, exchanges with surface water, in-/out-flows through the boundaries (either prescribed heads or prescribed fluxes), storage in the aquifer, and water uptake by pumping wells. Recharge and surface-groundwater interactions constitute key processes in the behaviour and evolution of these systems (Sanford, 2002, Woessner, 2000, Sophocleous, 2002). These fluxes can be estimated by fully coupled surface-subsurface models including the unsaturated zone, such as ParFlow (Kollet and Maxwell, 2006), Hydrogeosphere (Therrien et al. 2007), and CATHY (Camporese et al., 2008) among others. However, applications of these fully coupled models are generally limited to small areas. For larger systems, coupled surface-subsurface models are usually simplified (Hu et al. 2007, Rushton 2007) and the recharge is estimated separately using simplified hydrological models based on the 1D Richards equation (e.g. MIKE SHE, Reefsgard 1997) or more conceptual schemes (e.g. MARTHE, Noyer and Elsass 2006).

This work aims to estimate the different components of the water balance and its associated uncertainties for the Upper Rhine aquifer. The hydrosystem studied is one of the most important water resources in Western Europe, and several regional scale models have already been developed as, for example, in the LIFE project in 1996 (LfU 1996, LfU 2005) and in the INTERREG project Monit (LUBW 2006) focusing on nitrate contamination of groundwater. These two studies led to different findings about aquifer recharge: river infiltration was found to be the main recharge component in LIFE whereas, in Monit, it was effective rainfall. However, these discrepancies may be linked to the fact that the models were limited to the alluvial plain and used simple methods to assess the subsurface flows from the surrounding Vosges and Black Forest mountains.

In the present work, the whole Rhine basin between Basel and Lauterbourg is modelled (figure 1). This enables the lateral water inputs to the aquifer to be better constrained and, thus, a homogenous representation of the whole Upper Rhine graben basin to be obtained. Moreover, it allows the impacts of climate change on the hydrosystem to be assessed. Such changes could lead to altered conditions over the mountainous catchments.

The Upper Rhine alluvial aquifer groundwater dynamics is modelled using different assumptions and calibration methods based on trial and error or an inverse approach. The use of several likely parameter values for a given model leads to different probable water balances and provides an estimate of the associated uncertainty. Since several possible calibrated models are obtained, we associate classic statistical criteria (average error, Nash criteria) with a more advanced statistical method, the Karhunen Loève transform (KLT), to evaluate the model performance (Wilks, 1995, Longuevergne et al., 2007). The KLT allows piezometric time series to be decomposed into several independent temporal vectors, corresponding to the main influential processes. This gives a different insight into the performances of the simulations, focused on the representation of the main processes influencing the piezometric head temporal evolution, and helps in discriminating and quantifying the model's ability to represent these processes. Using the results of this analysis, the aquifer water budget and recharge components are assessed, together with the uncertainty in their computation.

The article is organised as follows: first, the characteristics of the basin are presented. Then, the models used in this work are described (section 3), and the calibration of the surface water budget is presented (section 4). In section 5, the different parameter sets are presented and the sensitivity of model results is analysed using the classic statistical criteria and the Karhunen



Loève transform. Finally, section 6 presents the estimation of the aquifer water budget and stock variations and the uncertainty on the recharge/discharge fluxes.

## 2. Basin characteristics

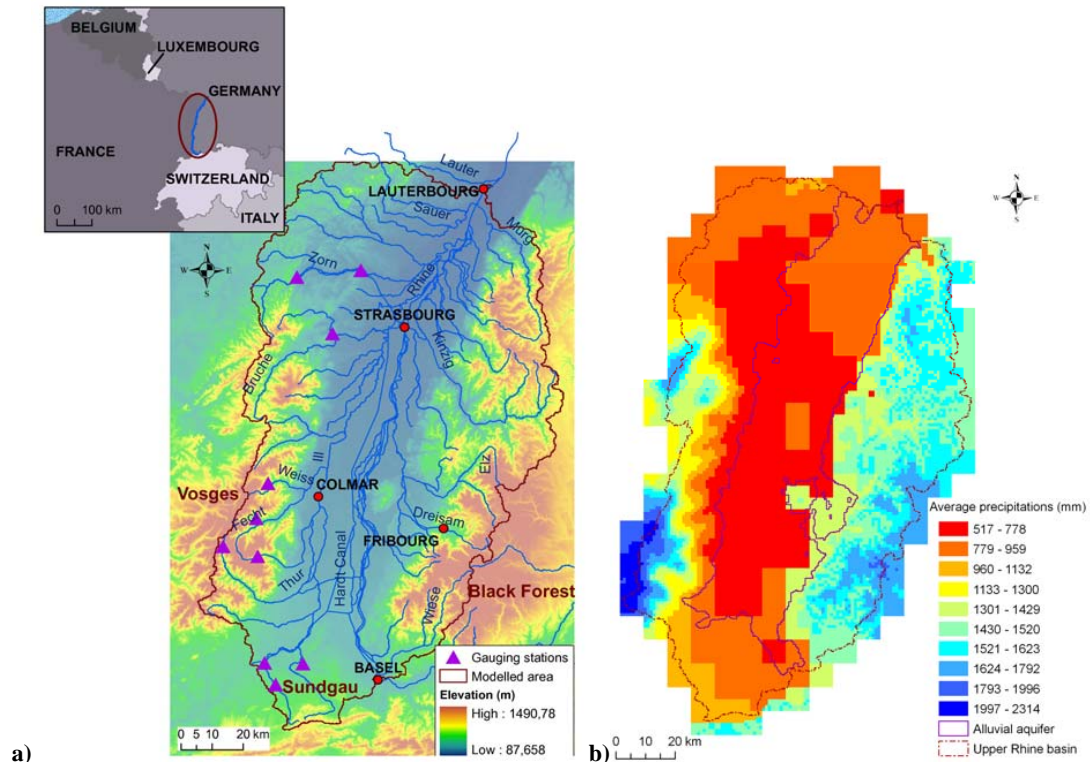


Figure 1 a) Situation of the basin and topography with main rivers and gauging stations used for model calibration; b) Mean annual precipitation in mm/yr computed on the period 1983-2006 as estimated by the SAFRAN analysis (cf section 2.2).

### 2.1 Geographical and geological setting

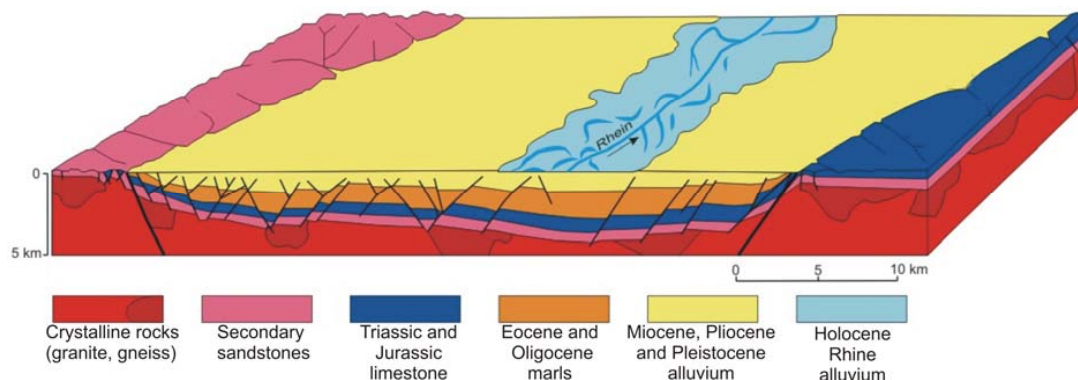
The Upper Rhine graben hydrosystem, situated at the French-German border (Figure 1), is composed of three units: i) a tectonic graben containing Secondary to Tertiary sediments several kilometres thick (Figure 2) and forming the substratum of the Rhine alluvial plain (Illies, 1972), ii) the graben shoulders with much older materials such as crystalline, metamorphic and ancient sedimentary rocks constituting the Black Forest mountains in the east and the Vosges mountains in the west, and iii) the Sundgau hills in the south, formed by marly Oligocene substratum of the Quaternary sediments that subsided relatively less than in the rest of the graben during the continental rifting.

The graben contains Tertiary marls and clays, covered by Quaternary alluvium deposited by the River Rhine and forming the alluvial aquifer studied (cf. figure 2) (Duprat et al., 1979, Bauer et al. 2005). The hydrographic network is very dense in the plain, due to the presence of many groundwater-fed streams, allowing significant exchange of water between rivers and the aquifer (Schmitt, 2001).

The main tributary of the Rhine in this part of its basin, the River Ill (figure 1), has its source in the Sundgau, while some small rivers having their sources in the same area fully infiltrate



towards the aquifer. The other most important rivers have their sources in the Vosges and Black Forest mountains west and east of the plain.



**Figure 2 : Geological cross-section of the Rhine Graben, showing the succession of sediments in the plain and their relative thickness (modified from Illies (1972))**

The material of the Rhine alluvial aquifer is mainly coarse quaternary gravels and sands with good hydrogeological properties. The hydraulic conductivities are of the order of  $10^{-4} - 10^{-3}$  m/s (Duprat et al., 1979; LfU, 1996; LUBW, 2006b). On the other hand, the rocks forming the mountains are of rather impervious material containing only local aquifer formations of small extension. The alluvial aquifer thickness reaches more than 200 m in its centre, east of Colmar (LUBW, 2006), and the minimum thicknesses, of a few meters, are found near the alluvial plain limits. The mineralogical composition and thus the structure and texture of the sediments deposited by the Rhine are marked by their Alpine origin whereas, towards the edges of the graben, Vosgian and Black Forest rivers have deposited alluvial material having different hydrogeological properties. These elements contribute to the heterogeneity of the aquifer material, which in turn impacts the geometry of the river-aquifer interactions.

The aquifer substratum consists of the Oligocene marls or Pliocene alluvium where they exist, considered to be impervious with hydraulic conductivities values lower than  $10^{-5}$  m/s. The groundwater flows from south to north and is closer to the surface in its northern part. Water table depths range from 0 to 20 m (Hardt area), and groundwater-fed wetlands are present in the middle and the northern parts of the plain.

## 2.2 Climatic conditions

Precipitation shows large contrasts over the basin, with annual values ranging from 550 mm/year in the plain to more than 2000 mm/year in the Vosges and Black Forest mountains (Figure 1). Snowfall accounts for around 3% of total precipitation in the plain, and up to 37% at the mountain tops. Thus snow accumulation and melting are important processes for the dynamics of river flows in these catchments. Moreover, potential evapotranspiration, computed with the Penman formula on the 1983-2006 time period, is weaker on the mountain tops (around 600 mm/year) than in the plain (around 800 mm/year). In consequence, the rivers flowing from the mountainous catchments carry a large proportion of the water involved in the hydrosystem budget and play a crucial role in the recharge of the Rhine alluvial aquifer.

Daily precipitations and potential evapotranspiration (PET) for the modelling were provided by the SAFRAN analysis performed by Météo France, based on the definition of climatologically homogeneous zones and on altitudinal variation of the meteorological variables (Quintana- Seguí et al 2008, Vidal et al., 2010). They were used here at a daily time

step from 1985 to 2003, which is about the period of time used in the previous Monit project (LUBW 2006). For the present study, the SAFRAN analysis, which is usually provided on a regular grid of  $8 \times 8 \text{ km}^2$ , was projected over a specific grid with cells varying from 1 to 8 km in size in order to better account for the topographic gradient of precipitation (Figure 1).

### 2.3 Available data

Daily river discharges are observed in about 20 to 30 river gauges within the area under study, depending on the time period. These gauging stations are managed mainly by the DREAL-Alsace (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement in Alsace) on the French side, and by the LUBW-Baden-Württemberg (Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz in Baden-Württemberg) on the German side. Piezometric level data come from numerous observation wells (more than 200 points) sampled weekly, only a few of them giving daily data. These observation wells are managed mainly by the APRONA (Association pour la PROtection de la Nappe d'Alsace) on the French side and by the LUBW on the German side.

Seasonal piezometric level fluctuations are generally limited to one metre or less, except in the south and near the eastern and western borders, where the water table is deeper. No long-term tendency appeared for the piezometric levels over the simulated period, from 1985 to 2003. Nevertheless, piezometric levels were rather low between 1990 and 1995, and rather high between 2000 and 2003. The same holds true for the mountain river discharges (cf. figure 7).

Land use is characterized by large agricultural areas in the plain, with extensive fields of cereals (some of them irrigated), and vineyards in the piedmont, whereas the mountains are largely covered by coniferous and deciduous forests (Figure 3). Agricultural land covers approximately 40%, and forests 45% of the basin. Artificial areas represent almost 10% of the area, which is densely populated with more than 200 inhabitants/km<sup>2</sup>. The main cities are Basel, Colmar, Mulhouse and Freiburg in the south, Strasbourg in the north. Large water withdrawals, around  $3.6 \cdot 10^8 \text{ m}^3/\text{yr}$ , are made close to these cities for drinking and industrial purposes. Irrigated agricultural areas represent around 6% of the region, mostly in the southern central part of the plain.

## 3. Presentation of the hydrogeological models

Two different models were used: one classical hydrogeological model (MODCOU, Ledoux et al., 1989), and one hydrogeological model including a capacity to conduct an inversion of the model parameters (HPP-INV, Majdalani and Ackerer, 2010).

In this section, the models are presented briefly with a special focus on MODCOU, which was the model mainly used in this study.

### 3.1. MODCOU

MODCOU is a spatially distributed coupled hydrogeological modelling tool that has already been used in several large basins in France (Golaz-Cavazzi et al., 2001, Ledoux et al., 2007, Korkmaz et al., 2009).

It is made up of several interconnected modules. The first is dedicated to the estimation of the surface water budget computed with a simple reservoir scheme, the production functions (Figure 4). Inputs to this conceptual model are the daily precipitation and potential evapotranspiration (PET) data on a spatial grid. Outputs are actual evapotranspiration (AET), infiltration and runoff on each grid cell and at a daily time step. More details on the

production functions are given in the next section, where the calibration of the surface water budget is presented.

The direct infiltration of water from effective rainfall through the unsaturated zone is simulated with a Nash cascade (Philippe et al., 2010).

The aquifer representation is based on a square grid discretization, with a finite differences resolution of the diffusivity equation. The river flows are simulated according to a Muskingum scheme (David et al., 2011).

There are two kinds of interactions between the surface and the groundwater: 1) the aquifer can be drained where the piezometric level reaches the soil level, and 2) drainage or infiltration of water towards the aquifer can occur on river cells. Since the river-aquifer interactions have a major effect on the Upper Rhine Graben aquifer, simulation of these processes in MODCOU is described in greater detail below.

On river cells, the river-aquifer exchange flow is proportional to the head difference between the river and the aquifer, and to the permeability and width of the riverbed, and is inversely proportional to its thickness. As these characteristics of the river bed are mostly unknown, they are integrated in two parameters called the transfer coefficient ( $T_p$ ), for the case when the aquifer and the river are connected, and the maximum river infiltration flow ( $Q_{lim}$ ) for the disconnected case (Rushton 2007). The exchange flow is therefore computed as follows:

$$Q_{exch} = \max \left( T_p (H_{gw} - H_{riv}); -Q_{lim}; -Q_{dis} \right), \quad (1)$$

With  $Q_{exch}$  the exchange flow between the river and the aquifer, which is negative when water flows from the river to the aquifer;  $H_{gw}$  the piezometric head in the aquifer;  $H_{riv}$  the water head in the river; and  $Q_{dis}$  the available flow in the river cell.  $Q_{lim}$  is a maximum infiltration flow from the river to the aquifer, corresponding to the case when the aquifer head is below the river bed (Rushton, 2007). A steady river head  $H_{riv}$  is usually considered in MODCOU but, because of the impact of river-aquifer interactions in the Rhine hydrosystem, time varying heads based on observations were included for the Rhine River, and for the Hardt Canal. The latter waterway is used for irrigation purposes and preliminary results have shown that it is important to explicitly simulate its losses to the aquifer.

MODCOU uses a daily time step to allow a better estimation of the river-aquifer exchange dynamics.

MODCOU can also be coupled with the soil-vegetation-atmosphere transfer scheme ISBA (Noilhan and Planton 1989) to form the SIM model (Habets et al., 2008). SIM was used here to provide another estimation of the effective rainfall infiltration over the aquifer.

### 3.2 HPP-INV

The HPP-INV model (Chardigny 1999, Majdalani and Ackerer, 2010) is a modelling tool using an inversion algorithm to assess aquifer hydrodynamic parameters. It is based on a classical hydrogeological model and includes adaptative multiscale triangulation for the inversion algorithm (Majdalani and Ackerer, 2010).

Piezometric level simulations are based on a finite elements scheme and the river flows are simulated with a Muskingum scheme (Majdalani and Ackerer, 2010). River-aquifer interactions are computed from the difference between river and aquifer heads, with transfer coefficient values calibrated during the inversion process (LUBW, 2006). In the present application, this model was run at a monthly time step.

There was no computation of a surface water budget, and groundwater recharge by rainfall was provided by MODCOU. Moreover, the model was limited to the aquifer in the plain and the lateral inflows from bordering catchments were calibrated.

The inversion method used to derive the spatial distribution of permeability is based on minimization of the error between simulated and observed piezometric heads and river flow data. Several distributions can be obtained according to different inversion conditions.

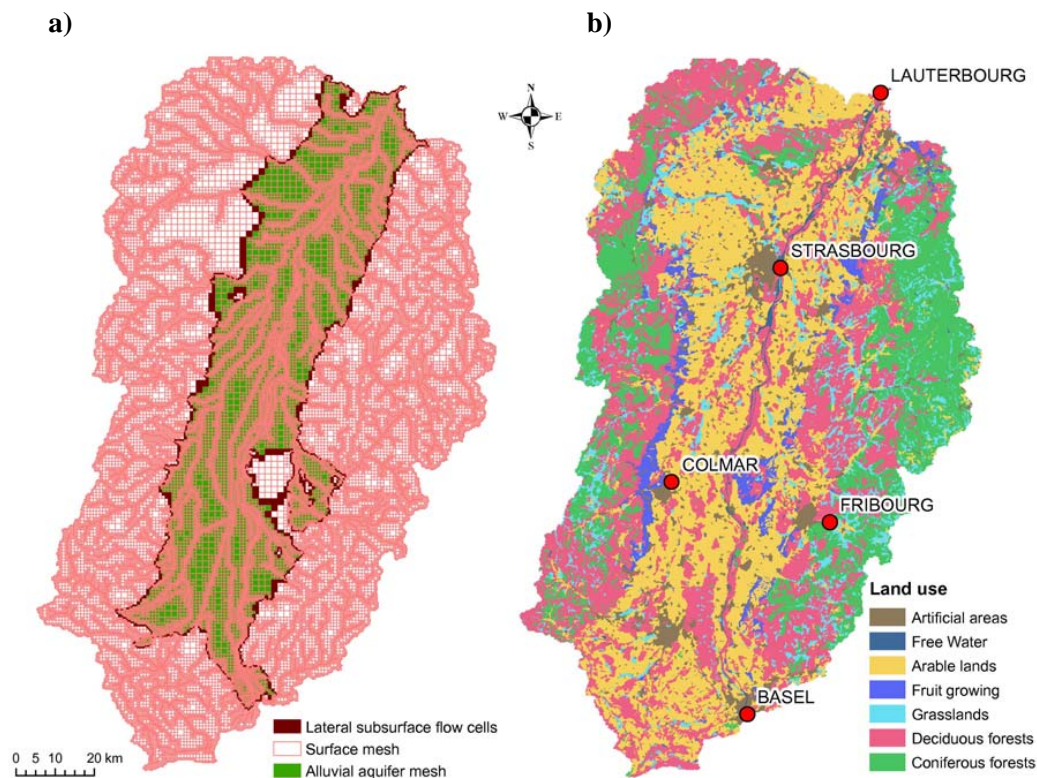
## 4. Model set up

### 4.1 Discretization

The area modelled with MODCOU corresponded to the Rhine basin between Basel in the south and Lauterbourg in the north. The basin total area is approximately 13900 km<sup>2</sup>, and the area of the alluvial aquifer is 4655 km<sup>2</sup> (Figure 3). Two different boundary conditions were imposed: the Rhine river discharge at Basel, and fixed piezometric heads at the northern and southern boundaries.

The basin was discretized with square cells ranging in size from 200 m for the river cells to 1600 m. There were 99715 surface cells, and 34180 aquifer cells (Figure 3). The alluvial aquifer was represented by a single layer.

Subsurface flow at the western and eastern borders of the aquifer is known to be a significant part of the recharge (LfU, 1996, LUBW, 2006). It was represented by specific boundary conditions in the model: the surface runoff reaching the aquifer surface on the bordering cells infiltrated to the water table and thus contributed to the aquifer recharge. This process is called lateral subsurface flow hereafter.



**Figure 3 : a) Discretization of the surface (light red) and the aquifer (green) parts of the model. The border cells where the surface runoff is infiltrating are plotted in dark brown ; b) Land use data extracted from Corine Land Cover 2000 data set.**

Uncertainty on the components of the water budget was evaluated by exploring several equally probable hydrodynamic parameter sets (permeability, transfer coefficient, maximum river infiltration flows) as well as two estimations of the water budget from the SIM land surface scheme, and the MODCOU production functions. Consequently, only the best parameter set for the production functions, obtained through calibration, was considered to run MODCOU. The calibration method is presented in the following section.

#### 4.2 Calibration of the surface water budget model

The parameter calibration process can be problematic because of non-uniqueness (see for example Beven, 1993; Gupta et al, 1998; Refsgaard, 1997). To avoid this kind of issue during the calibration process, the number of parameters to be adjusted is usually reduced. A way of doing this is to assess values for parameters based on their physical significance in the hydrosystem. However, the spatial distribution of these physical parameters is often not well known, and the point measurement values may not be representative of grid-cell-scale parameters. Moreover, model parameters are not always easily linked to physical properties of the system. This is the case for the production function parameters of the MODCOU surface model (Figure 4), which partition the incoming rainfall between actual evapotranspiration and effective rainfall, and of effective rainfall between infiltration and surface run-off. The values of the parameters are not connected to observed variables and are most often calibrated.

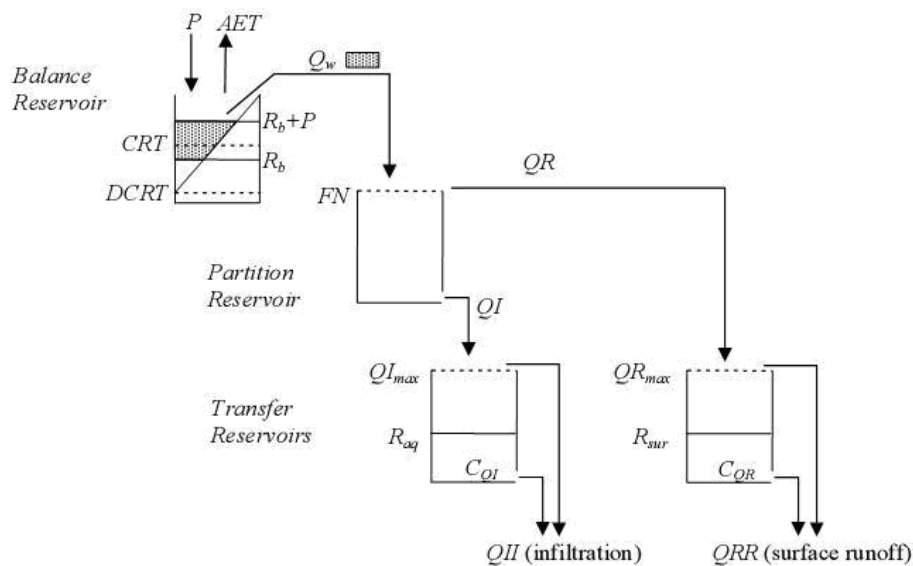


Figure 4 : Schematic diagram of a production function in MODCOU for surface water budget computation (Ledoux et al., 1989)

Calibration of the water budget was based on the reduction of errors between observed and simulated rivers flows. River gauges out of the Rhine alluvial plain were used to calibrate the production functions, considering that the contribution of aquifer-river interactions at these gauging stations was negligible.

This calibration was carried out in a two-step process, with first a calibration of the water volumes flowing at the gauging stations, and then of river flow dynamics.

Ten gauging stations in the Vosges Mountains and in the Sundgau area were selected, based on the distribution of the main production functions over their drainage areas. Twenty-one production functions were defined on this area, crossing information on land use (Corine Land Cover) and geological soil types (from geological maps). The parameters were

calibrated for the fourteen production functions representing more than 20 km<sup>2</sup> on the gauging station watersheds, as the influence of the other production functions was not sufficient over these areas. The parameters from the ten remaining production functions were set according to similar soil and vegetation types in previous applications (Golaz et al. 2001, Gomez et al, 2003, Korkmaz et al., 2009).

Calibration was performed semi-automatically by testing several predefined values for each parameter. The calibration period was from August 2000 to December 2003 as this period presented contrasted climatic conditions and had almost complete daily river flow measurements for the selected gauging stations.

For each of the fourteen production functions, five reservoir parameters were adjusted. First, the parameters determining the total volume of water flowing at a gauging station (CRT and DCRT) were calibrated based on the relative difference between simulated and observed water volumes over the calibration period, following equation 2.

$$\sum_{i=1}^{n_{stations}} \left| \frac{V_{obs,i} - V_{sim,i}}{V_{obs,i}} \right| \times \frac{1}{n_{stations}} \quad (2)$$

$n_{stations}$  being the number of gauging stations used for calibration,  $V_{sim, i}$  the simulated, and  $V_{obs, i}$  the observed volumes of water flowing at a station  $i$ .

Then the parameters affecting only the dynamics of river flow (FN, CQI and CQR) were calibrated by optimizing the Nash efficiency (see § 5.1).

Only the best set of parameters was kept, as the sensitivity of the model to groundwater recharge was assessed by using the water budget from the SIM model, as explained below.

## 5. Assessment of the hydrogeological simulations

In order to address the uncertainty in the aquifer water budgets, and specifically the recharge components, several simulations using different equiprobable parameter sets were performed. Some well constrained parameters were fixed (e.g. calibrated production function parameters, specific storage), while unconstrained hydrodynamic parameters influencing 1/ the transfer dynamics, 2/ the computation of river-aquifer interactions, and 3/ the aquifer recharge were investigated.

1/ Transmissivity: Several distributions were obtained with HPP INV by using various initial conditions or criteria. These distributions were in good agreement with experimental data from pumping tests (Majdalani and Ackerer, 2010). Four contrasted distributions were tested in the present study to assess the sensitivity of the model to this parameter (Figure 5 and Table 1). Two sets had similar mean values but contrasted standard deviations, and the other two had higher and lower mean values.

2/ To investigate the uncertainty on the river-aquifer interactions, the sensitivity of the model to three parameters was tested:

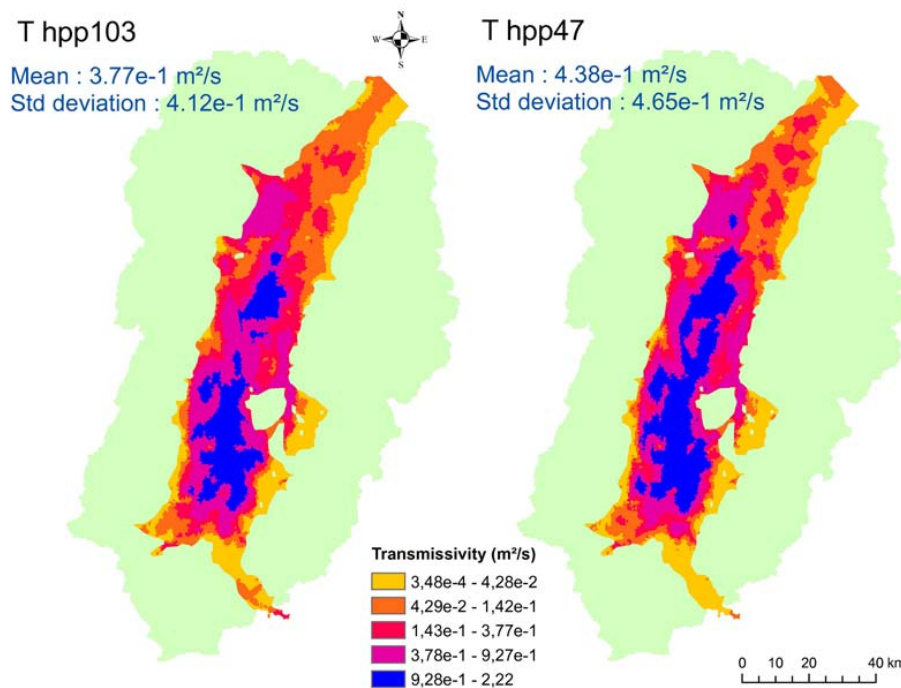
a) The maximum river infiltration rate to the aquifer, for river cells of 200 m:  $Q_{lim} = 0$  (i.e. no infiltration), 25, 50 and 100 L/s (see Equation 1). This parameter influences surface / groundwater interactions, exclusively in the direction of river infiltration towards the water table.

b) The transfer coefficients between the surface and the groundwater parts of the model: the initial value of 0.05 m<sup>2</sup>/s was multiplied by 2 and by 10. This parameter has an influence on the surface-aquifer interactions in both directions.



c) The Rhine river and the Hardt canal heads: the impact of the variation with time of these river heads on the aquifer and streamflow behaviours was assessed. Although the Hardt canal has far smaller discharges than the Rhine river, preliminary results and KLT analysis showed that it was important to represent this irrigation waterway. For this canal we also tested not taking variable water flows into account.

3/ Uncertainty in the surface water balance was considered by using two estimates of the infiltration rates: one from MODCOU (conceptual model) and the other from SIM (ISBA land surface scheme). The latter led to an infiltration about 23% smaller.



**Figure 5 : Two of the four transmissivity distributions tested, obtained through inversion with the HPP INV model.**

The specific storage distribution used was the same as in Majdalani and Ackerer (2010), with values of 0.05 everywhere except along a band a few kilometres wide around the southern part of the Rhine River, where the value was 0.12.

A reference simulation, based on mean range parameters (Table 1), was considered in order to assess the impact of varying different parameters independently: eleven other simulations were run by modifying a single parameter value at a time. Table 1 summarizes the parameter values tested.

Simulation	Transmissivities (mean value and standard deviation in m <sup>2</sup> /s)	Maximum infiltration flow $Q_{lim}$	Transfer coefficient $T_p$	Infiltration rate $Q_i$
Reference	Hpp19 (0.415; 0.426)	50 L/s	0.05 m <sup>2</sup> /s	MODCOU
T hpp18	Hpp18 (0.415; 0.457)	50 L/s	0.05 m <sup>2</sup> /s	MODCOU
T hpp47	Hpp47 (0.438; 0.465)	50 L/s	0.05 m <sup>2</sup> /s	MODCOU
T hpp103	Hpp103 (0.377; 0.412)	50 L/s	0.05 m <sup>2</sup> /s	MODCOU
$Q_{lim} = 0$	Hpp19	0 L/s	0.05 m <sup>2</sup> /s	MODCOU
$Q_{lim} = 100$ L/s	Hpp19	100 L/s	0.05 m <sup>2</sup> /s	MODCOU
$Q_{lim} = 25$ L/s	Hpp19	25 L/s	0.05 m <sup>2</sup> /s	MODCOU
$T_p = 0.1$ m <sup>2</sup> /s	Hpp19	50 L/s	0.1 m <sup>2</sup> /s	MODCOU
$T_p = 0.5$ m <sup>2</sup> /s	Hpp19	50 L/s	0.5 m <sup>2</sup> /s	MODCOU
SIM	Hpp19	50 L/s	0.05 m <sup>2</sup> /s	SIM
Steady H Rhine	Hpp19	50 L/s	0.05 m <sup>2</sup> /s	MODCOU
Steady H & Q Hardt	Hpp19	50 L/s	0.05 m <sup>2</sup> /s	MODCOU

**Table 1 : Recapitulation of the model parameterizations tested**

## 5.1 Standard analysis

Results obtained with the different parameterizations were quantitatively evaluated in terms of river flows using the Nash criterion, and in terms of piezometric levels using biases.

### 5.1.1. Comparison of the river flows

The Nash criterion (Nash and Sutcliffe, 1970) is a measure of fit between observed and computed values (Equation 3). Its optimal and maximal value is 1 and its minimum value is  $-\infty$ . A zero value indicates that the model does not perform better than the mean value of the observations.

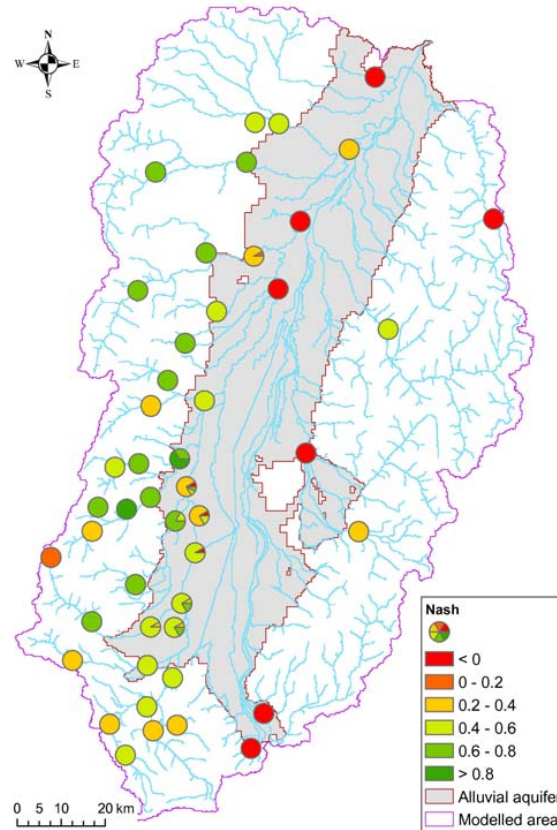
$$Nash = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \bar{Q}_{obs})^2}, \quad (3)$$

with  $n$  the number of observed values,  $Q_{obs,i}$  the observed river flows,  $Q_{sim,i}$  the simulated river flows.  $i$  denotes the time step and  $\bar{Q}_{obs}$  the arithmetic mean of the observed river flows.

The distribution of Nash criteria for the twelve simulations is shown at each gauging station (Figure 6). General agreement between simulated and observed river flows was found on most mountainous catchments, although some stations had low criterion values. The main discrepancies were located in the plain, which could be explained by the difficulty of



reproducing the complex interactions between rivers and the aquifer in this area, and also by a strong regulation of discharges in some rivers. The poor results on the German side could be linked to the poorer reconstitution of the atmospheric forcing, as fewer local climatic data were used in the SAFRAN analysis in Germany. There was no variation among the different simulations in the mountainous catchments as the different parameters tested had no influence on these catchments. The criterion presented some variability in the plain, especially on the River Ill.



**Figure 6 : Spatial distribution of the daily Nash criterion values. At each gauging station, a pie chart is plotted representing the distribution of the Nash criterion values for the 12 simulations.**

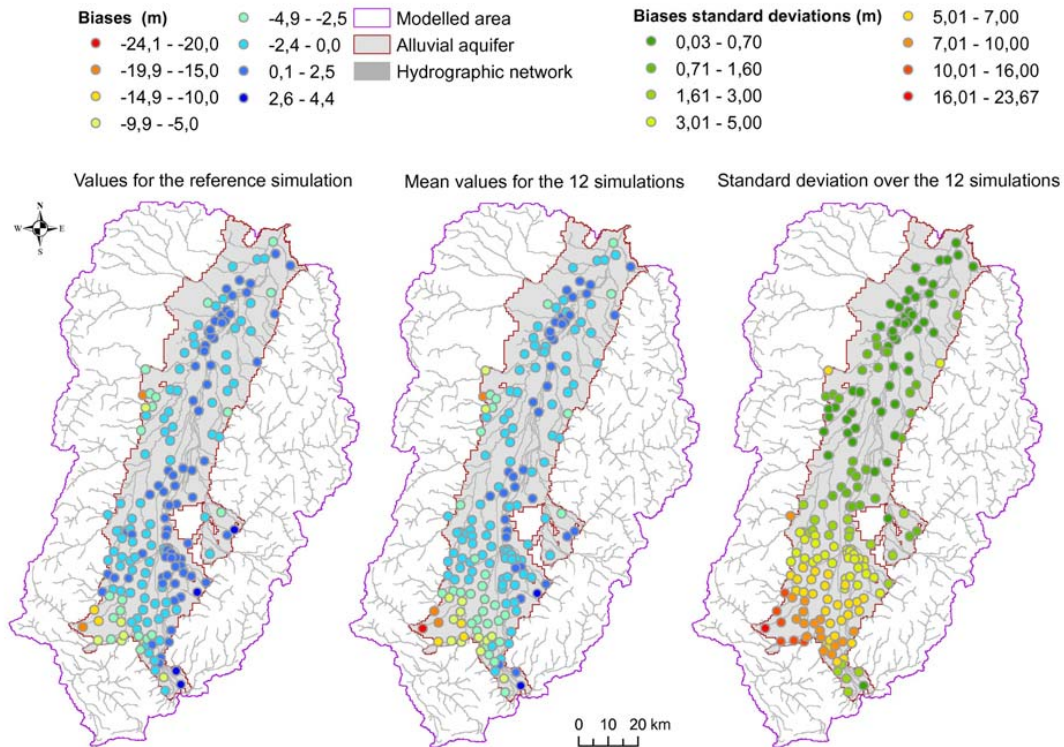
However, the parameters had a more pronounced impact on low flows. The 5-year return period low flow (QMNA5) could almost double from one simulation to another, especially in the southern part of the plain (not shown).

#### 5.1.2. Piezometric level comparisons

Piezometric level biases were computed as the average difference between simulated and observed piezometric heads.

$$Bias = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (H_{sim,i} - H_{obs,i}), \quad (4)$$

Here  $n$  is the number of observed values,  $H_{sim,i}$  the simulated piezometric levels, and  $H_{obs,i}$  the observed piezometric levels,  $i$  denoting the time step.



**Figure 7 : Comparison between observed and simulated piezometric levels at the 190 observation wells over the 1986-2002 period. Left: bias [m] computed for the reference simulation, middle: mean bias [m] for the 12 simulations, right: standard deviation of the bias over the 12 simulations [m].**

Figure 7 shows the spatial distribution of the piezometric level biases for the reference simulation and the mean bias with its standard deviation, for the 12 simulations, in metres. The piezometric levels were underestimated in the south-western part and rather well estimated in the centre of the plain. The sensitivity of the parameters tested was higher in the southern part of the aquifer, with large standard deviations. In this area, piezometric levels were strongly influenced by river infiltration. Some simulations better reproduced the observed piezometric levels in the south than the others, as illustrated by the reference simulation results.

Figure 8 shows the statistical distributions of the 190 biases computed for each of the twelve simulations. The distributions show that most observations were well reproduced by the models, the largest number of observation wells being associated with the lowest errors. Only the simulation with no infiltration of rivers to the aquifer ( $Q_{lim}=0$ ) shows a distinct pattern, with more negative biases. This underlines the importance of the river to aquifer flux. Compared to the reference simulation, a maximum infiltration rate set to  $Q_{lim}=100$  L/s led to an overestimation of the piezometric levels, with more observation wells having bias values ranging from 1 to 5 m, while the reduced value of this maximum infiltration rate ( $Q_{lim}=25$  L/s) led to slightly fewer values close to 0. The modification of the transfer coefficient for surface/groundwater exchange ( $T_p$ ) led to a greater number of negative bias values, but mainly in the range between -2.5 and -1 m.

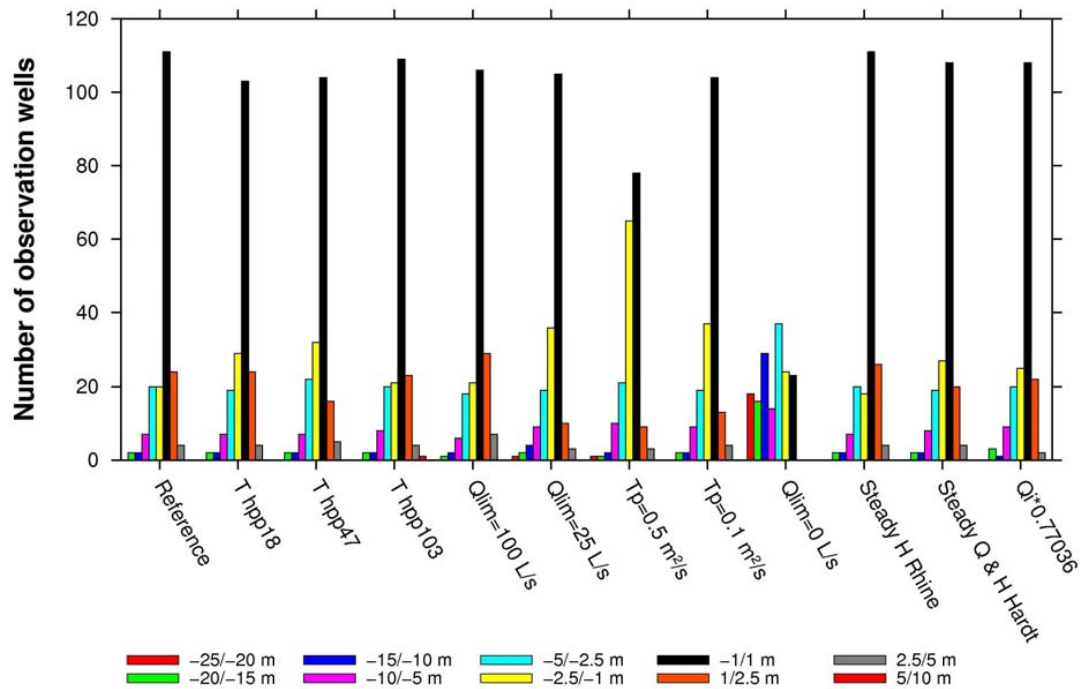


Figure 8 : Bias histogram in meters computed on the 190 observation wells, for the twelve simulations.

It is rather difficult to distinguish the results obtained by the four transmissivity distributions, and by the two infiltration rates.

Disregarding the variations of the Rhine water levels led to a greater number of piezometric levels being overestimated, whereas steady values for the Hardt Canal water levels and flow led to a greater number of piezometric levels being underestimated.

Similar results were obtained for the root mean square error (not shown) for which the maximum dispersion was reached for the  $Q_{lim} = 0$  simulation.

From these comparisons, it is clear that classic statistical results are not sufficient to discriminate the various sets of parameters and that all the simulations except the one with no river infiltration give rather comparable results. In order to go further into the analysis of the simulations, we used a more advanced tool, the Karhunen Loève Transform.

## 5.2 Analysis using the Karhunen-Loève transform method

### 5.2.1 Principle of the piezometric data analysis

Longuevergne et al. (2007) have performed a statistical analysis (Karhunen-Loève transform, hereafter KLT) to separate the main processes influencing piezometric variability from observed time series. KLT, similar to Principal Components Analysis (Wilks, 1995), involves summing up a set of possibly correlated time series into a few uncorrelated variables called eigenvectors  $Y_k$ , related to the original variables by an orthogonal transformation maximizing explained variance. Piezometric head time series, expressed as the variation around the mean level, can then be simply reconstructed as a sum of the temporal behaviours (eigenvectors

$$Y_k(t)) \text{ with associated spatial weight } a_k^{obs} : \Delta H_{obs}(t) = \sum_k a_k^{obs} Y_k(t)$$

This method has already been applied to the Upper Rhine aquifer piezometric observations (Longuevergne et al., 2007). Several eigenvectors describing the global temporal behaviour of the aquifer were extracted and interpreted as different contributions to groundwater variations, namely mountain river interactions, effective rainfall and Rhine river interactions for the three most important ones. The analysis of the weights  $a_k^{obs}$  at 190 observation wells allowed the spatial distribution of these different influences to be described. The results showed that nearly 70% of the aquifer behaviour was determined by interactions with rivers, with a distinction between the Rhine and the other rivers.

In the present study, the Karhunen Loève method was also applied to each simulation in order to assess how well it reproduced the processes involved in the observed piezometric time series.

For this purpose, the model results were projected on to the eigenvectors  $Y_k$  obtained from observations to compute spatial information  $a_k^{sim}$  for each model and compare it with spatial information from observations, for each separate process described by the eigenvectors, allowing a multi-criterion analysis of the model quality.

### 5.2.2. Decomposition of the simulated piezometric time series

The five main eigenvectors  $Y_k$  (interpreted as specific processes) determined by KLT of the piezometric data were able to explain more than 80% of the aquifer behaviour (Longuevergne et al., 2007).

The associated weights  $a_k^{obs}$  for each well were compared to those obtained by projection of the model results on the eigenvectors  $Y_k$ ,  $a_k^{sim}$ , for each simulation. As the eigenvectors are orthogonal, the root mean square error (RMSE) between model and observations may be simply written as  $\|H_{obs}(t) - H_{sim}(t)\|^2 = \sum_{k=1}^5 (a_k^{obs} - a_k^{sim})^2 \|Y_k(t)\|^2 + \varepsilon$ , where  $\varepsilon$  is a truncation

error (only the five first eigenvectors are considered here). The root mean square error may be minimized on the spatial information, for each eigenvector associated with the processes highlighted.

The first eigenvector (Figure 9), related to the contribution of mountain rivers, explains nearly 50% of the aquifer behaviour (Longuevergne et al., 2007). Specifically, variations in annual river discharge at the entrance of the plain where the aquifer lies are closely related to the long-term signature of the first eigenvector (Figure 9 a). Spatially, the contribution of the first eigenvector to observations is more important on the mountain piedmont than along the River Rhine (Figure 9 b). The same map can be drawn for the reference simulation, considering the same eigenvector (Figure 9 c), and the difference between the two maps highlights the model error (Figure 9 d). Globally, the agreement is quite good and differences are localized in specific areas. For example, the impact of mountain rivers seems to be underestimated on the mountain piedmont north of Colmar only. In contrast, the impact is overestimated along the Rhine and in the areas known to be highly anthropized (canals north of Basel, Mulhouse area affected by potash mines, and artificial lakes south of Strasbourg).

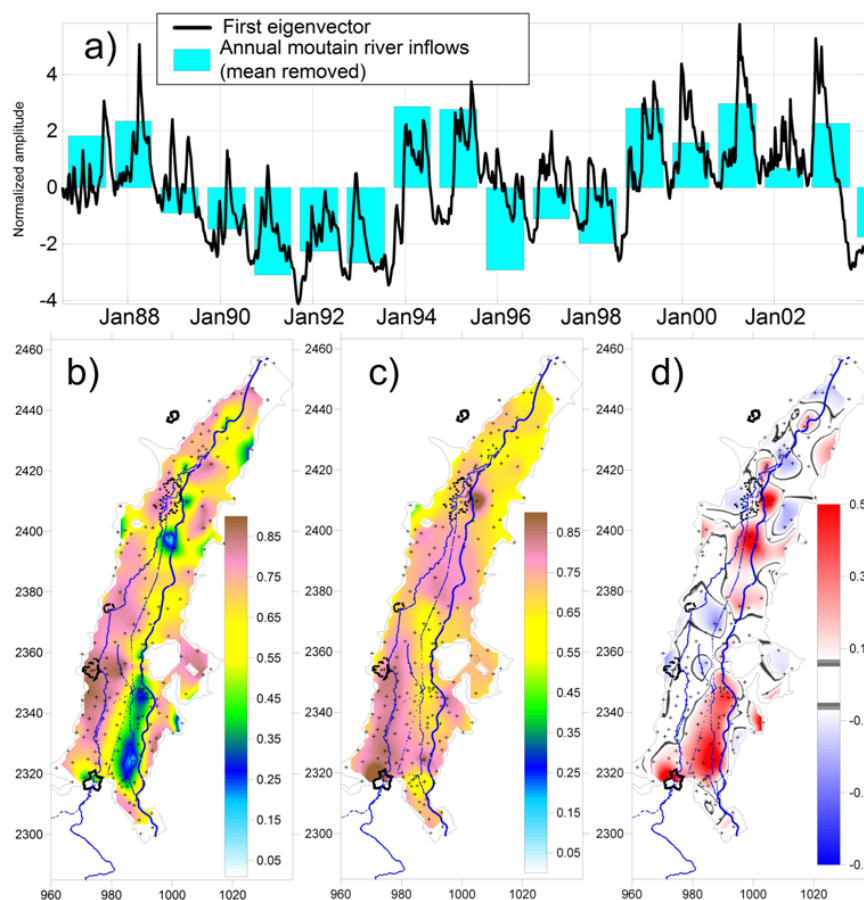
The method points out areas where the contribution of a given process to the head variability is not properly reproduced by the model. This spatial information may also be interpreted globally as statistical information to assess the ability of the different simulations to capture the global behaviour of the aquifer system (Figure 10). Ideally, the distribution of  $a_k^{sim} - a_k^{obs}$  for the 190 observation wells and for a given simulation should be centred on zero with reduced dispersion, for each eigenvector.

For example, considering no river infiltration leads to significant underestimation of the impact of the first eigenvector, corresponding to the contribution of mountain rivers. Figure

10 shows that the maximum river infiltration flow of 100 L/s, gives larger errors and, thus, that this parameter set is less probable than others.

The largest contribution to RMSE for all simulations is concentrated on the second eigenvector (Figure 10) previously interpreted as the contribution of effective rainfall. Examining spatial errors highlights strong differences in the southern and eastern parts of the domain. However, the error is reduced when the impact of irrigation in the Hardt area is taken into account, even partially (Noyer and Elsass, 2006), since the error is larger for the simulation without varying water flows and levels in the Hardt irrigation canal (Figure 10)

Analysis of the differences on the third eigenvector, related to the impact of the River Rhine, clearly indicates that both infiltration and Rhine level variations are important processes to describe the interactions between the Rhine river and the aquifer. It also points out that varying the transfer coefficient values ( $T_p$ ) can be interesting for a better representation of the influence of the Rhine river on the aquifer.



**Figure 9: Spatial and temporal analysis with the KLT method for the first eigenvector, associated with the influence of mountain rivers on groundwater variability (adapted from Longuevergne et al., 2007). a) First eigenvector time series; b) and c) Maps of the weights associated with the first eigenvector for the observations and reference simulation respectively; d) Map of the differences between simulated and observed weights.**

The four transmissivity distributions tested performed equally well in describing the impact of the mountain rivers. Hpp103 shows slightly larger underestimation north of Colmar, but also smaller overestimation in the Strasbourg area. In the meantime, this distribution, which has the lowest mean value, generates less error on the third eigenvector, which has more energy



along the River Rhine, and more error on the second eigenvector, representing the rainfall influence.

The statistical analysis of the simulations has shown that one of the twelve simulations, “ $Q_{lim}=0$ ”, failed to reproduce the behaviour of the basin, and that two others, “Steady H&Q Hardt” and “ $Q_{lim} = 100 \text{ L/s}$ ”, were less probable although they could not be completely rejected. The nine remaining simulations could not really be distinguished statistically and, although there are still some errors in the representation of the hydrosystem, these nine simulations represent the basin functioning equally well.

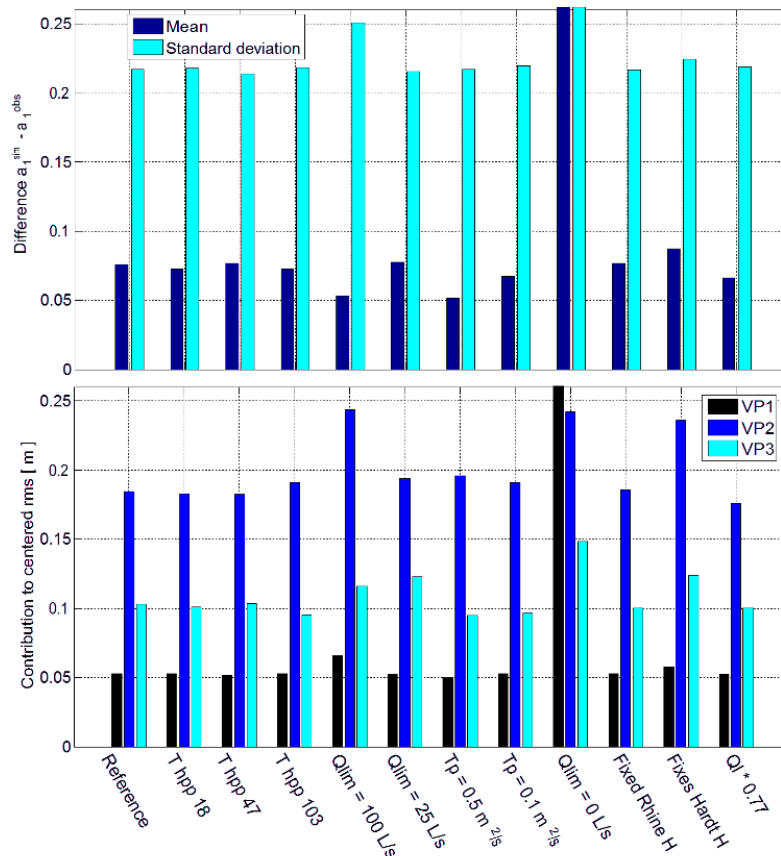


Figure 10: Errors in the reproduction of the eigenvector weights at the 190 observation wells for the twelve simulations a) Mean total errors for the five eigenvectors and standard deviations ; b) Contribution to the total error of eigenvectors 1, 2 and 3.

## 6. Analysis of the water fluxes

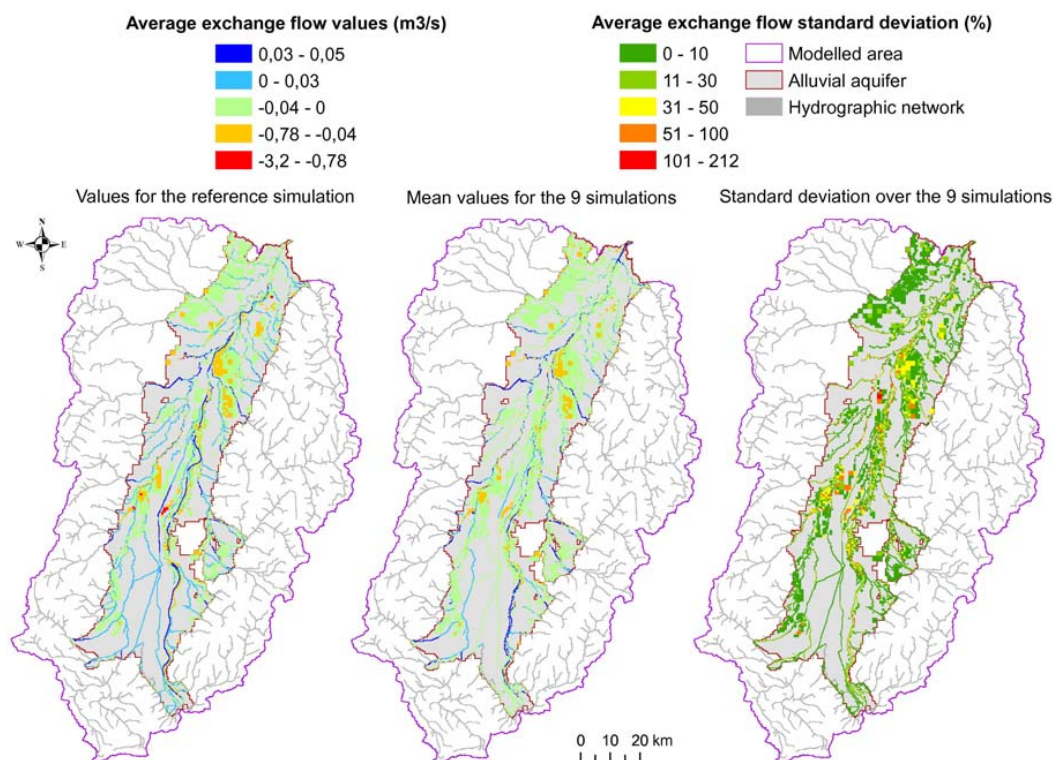
### 6.1 Surface-aquifer exchange flux

Surface-aquifer exchange is known to be one key component of the aquifer water budget, although only a few quantified estimations based on observations are available.

Figure 11 shows the average and the standard deviation of the simulated mean exchange flows over the period for the nine acceptable simulations. This map highlights the main drainage and river infiltration zones of the hydrosystem. Simulated river infiltration flows (blue cells on Figure 11) are high in the southern part of the aquifer, mainly along the River Rhine. They are also marked in the Strasbourg area. These flows correspond to zones where

the infiltration of rivers is known to be important, especially in the southern part of the plain where several studies have given quantitative estimations of the recharge from rivers to the aquifer (Esteves, 1989, George et al., 1995).

In most the domain, the surface-aquifer exchange shows low variability (standard deviation values close to 0) except in some parts near the centre of the aquifer (Figure 11).



**Figure 11: Mean exchange fluxes between the surface and the aquifer for the reference simulation (left) and on average over the 9 simulations (centre), and exchange flux relative standard deviation (right)**

Water table drainage zones (green to red cells on the left and middle maps of Figure 11) occur in the southern part of the aquifer, near its borders and along the River Rhine. The extent of drainage zones is quite large in the centre of the plain between Colmar in the south and Strasbourg in the north. This corresponds to the Ried area, an important wetland with shallow water table, leading to an important aquifer overflow and the presence of groundwater-fed streams.

In the northern part of the aquifer, considerable drainage flows occur from the aquifer, due to the proximity of the water table to the topographic surface.

Comparisons were made with values found in the literature (PIREN Eau Alsace, 1984; Esteves, 1989; George et al., 1995; Schmitt, 2001). These values often correspond to limited extents of space and time, but it is interesting to know whether the orders of magnitude of the simulated exchanges are plausible.

Esteves (1989) indicates an average infiltration flow of 200 to 300 L/s on the Fecht River between its entry into the plain and its confluence with the River Weiss. On this reach, an infiltration flow of 1000 L/s is simulated on average. Downstream, the drainage flow varies from 100 to 300 L/s on average (Esteves, 1989), whereas MODCOU results give an average of 1635 L/s. Thus, for this river, the intensity of the exchange is certainly overestimated by the model.

Along the River Ill, Esteves (1989) gives a value of 200 L/s/km infiltrating from the river to the aquifer between Ensisheim and Colmar. The PIREN Eau Alsace (1984) gives a value of 130 L/s/km infiltrating between Ensisheim and Oberhergheim, and 37 L/s/km between Oberhergheim and Horbourg-Wihr, for the period 1971-1974. George et al. (1995) estimate that the infiltration between Mulhouse and Ensisheim amounts to 65 L/s/km on average.

The simulated exchange flows give an average infiltration of 124 L/s/km between Mulhouse and Ensisheim, 93 L/s/km between Ensisheim and Oberhergheim, 87 L/s/km between Oberhergheim and Horbourg-Wihr and 79 L/s/km between Ensisheim and Colmar.

Thus, the simulated infiltration of the River Ill between Mulhouse and Colmar is less variable than that estimated by observations, and it is overestimated upstream of Ensisheim and downstream of Oberhergheim, while it seems to be underestimated between Ensisheim and Oberhergheim, i.e. on the section just downstream of the confluence with the River Thur. However, most of these estimates were made by punctual gauging, a method lacking precision and giving results with time-limited representativeness. Similar results were found on the Rivers Thur and Doller, at the south-western end of the basin (George et al. 1995, Schmitt 2001).

The conclusion that can be drawn is that the MODCOU model with the selected parameter sets is able to represent the main spatial pattern of the aquifer-surface interactions. However, it has some difficulties in capturing the spatial variability of the exchange, even by using several parameter sets. On average, this flux is overestimated in some sections of the hydrographic network. This is probably due to the use of spatially homogeneous distributions for the parameters  $T_p$  and  $Q_{lim}$ , which directly influence river-aquifer exchange.

## 6.2 Water Budgets

In order to address uncertainties in the functioning of the Upper Rhine aquifer, an analysis of the water budgets computed by the different simulations was performed.

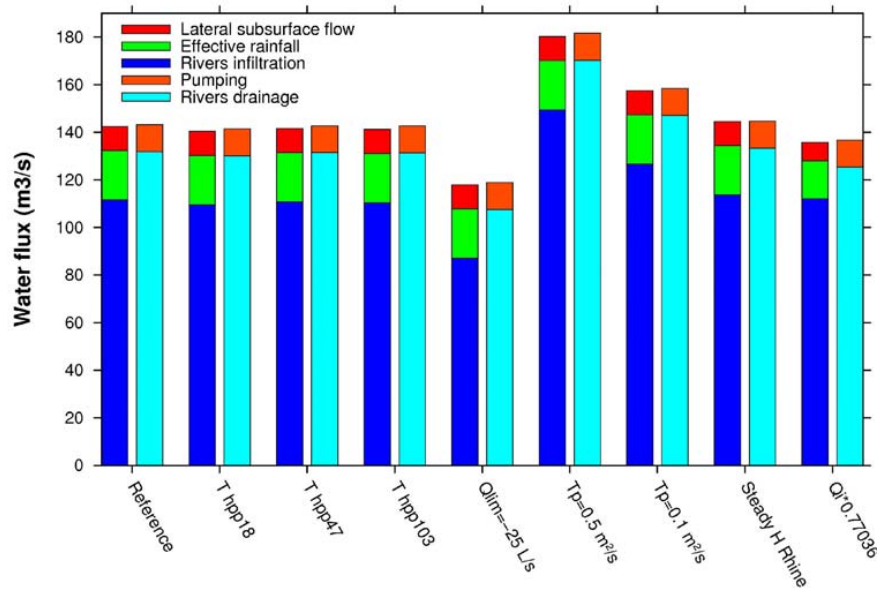


Figure 12: Mean annual partition of the aquifer inflows between lateral subsurface flow, effective rainfall and river infiltration (right bars), and of the aquifer outflows between pumping and river drainage (left bars).



Figure 12 shows the water budget for the aquifer recharge and discharge for the nine plausible simulations. All the simulations, except the one with the effective rainfall infiltration scaled according to SIM, had the same effective rainfall and lateral subsurface flow recharge rates.

The river infiltration rate was the largest and most variable flux between the different simulations. This flux almost doubled from the simulation with  $Q_{lim} = 25$  L/s to the that with  $T_p = 0.5$  m<sup>2</sup>/s. For the nine simulations, it represented about 80% of the aquifer recharge, with a maximum of 82% for the simulations  $T_p = 0.5$  m<sup>2</sup>/s and  $Q_i^*0.77036$  and a minimum of 74 % for the simulation  $Q_{lim} = 25$  L/s. The nine simulations allowed the river infiltration flux to be estimated at  $115 \pm 16.5$  m<sup>3</sup>/s, thus with an uncertainty of 14%. If the twelve simulations had been considered, the flux estimates would have been more scattered, with an average value of  $105 \pm 37$  m<sup>3</sup>/s. Therefore, the KLT analysis allowed the uncertainty to be reduced from 35% to 14%.

These results are consistent with those obtained in the framework of the LIFE project. A value of 85% was found with a steady state simulation for a low water situation (LfU, 1996). In contrast, in the Monit project, the main contribution to the recharge of the aquifer was found to be the effective rainfall infiltration over its surface (LUBW, 2006).

The lateral subsurface flow was about half the effective rainfall infiltration, and represented approximately 7% of the water budget.

The main output process in all cases was the drainage of the aquifer by the rivers and by overflow.

Another interesting variable is the aquifer storage variation. To analyse the uncertainty on this variable according to the parameter sets, the variation of the aquifer storage was converted into water height variations over the entire surface of the aquifer. Thus, a variation of 1 mm over the whole aquifer represents a variation of the aquifer volume of 4,655,000 m<sup>3</sup>.

These variations were computed by reference to the aquifer stock at a given date, namely 30<sup>th</sup> July 1986. This date was chosen in order not to take variations into account during the first year of simulations, as they could have been due to inaccurate estimates of initial piezometric levels.

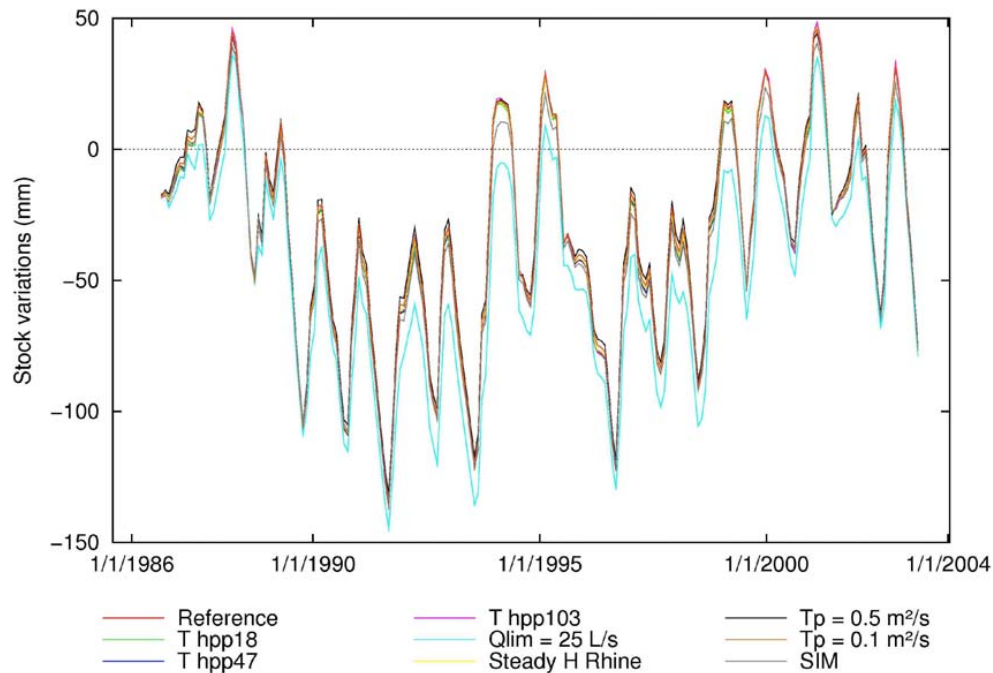


Figure 13: Monthly aquifer stock variation from 1986 to 2003 as estimated by the 9 acceptable simulations

The nine simulations show similar variations of the aquifer stock. The largest discrepancy is associated with the simulation with reduced maximum river infiltration rate. For the outlier simulation without river infiltration ( $Q_{lim} = 0$  L/s), the stock decreased by about 500 mm (not shown). When the maximum river infiltration rate was set to  $Q_{lim} = 25$  L/s, the aquifer stock was reduced by 25 mm at most.

The stock variations were not very sensitive to the transmissivity distributions although the differences between the four distributions could reach 10 mm at some periods (Figure 13).

The different transfer coefficient values ( $T_p$ ) led to quite similar stock variations, even for the value of  $T_p = 0.5$  m<sup>2</sup>/s, which was shown to be the case having the highest river infiltration flow. In this case, the stock increased by only a few millimetres as there was compensation between the river infiltration and drainage rates leading to an evolution of the aquifer storage similar for both cases. The reduced rainfall infiltration computed by SIM also had a limited impact on the aquifer storage variations. The maximum impact reached 10 mm at most between the reference simulation and the reduced infiltration simulation.

To summarize, the aquifer stock variations are rather sensitive to the maximum river infiltration rate, whereas they are less sensitive to rainfall infiltration and to transfer coefficients. This can be explained by the fact that a modification of the infiltration over the aquifer surface is balanced by a modification of the exchange with rivers flowing from the mountains. Increasing the transfer coefficients leads to larger exchange between the aquifer and the surface in both directions. This phenomenon can explain why the aquifer stock is not really affected. On the other hand, when the maximum river infiltration rate is modified, it only affects the exchange from the rivers to the aquifer, leading to increased aquifer stock variations.

## 6. Conclusion

The Upper Rhine Graben aquifer was modelled with the MODCOU coupled hydrogeological model computing the surface water budget, groundwater flow and interactions between the aquifer and the surface.

In order to take into account the parameter uncertainty, twelve runs were performed using four spatial distributions for the transmissivity, and several values for the surface/groundwater transfer coefficient and the maximum river infiltration flow. The sensitivity of the results to the Hardt Canal water levels and flows and Rhine river water levels, as well as two estimations of the aquifer recharge were tested.

Classic statistical criteria showed that the model had some problems reproducing the daily discharges on the German side, probably due to some weaknesses of the atmospheric analysis, which used fewer meteorological stations in Germany than in France. The biases on the simulated piezometric heads were rather weak except on the southern part of the basin, where the discrepancy between the twelve simulations was large. These classical analyses were able to point out that one set of parameters was not consistent with the functioning of the aquifer system, and thus that it is necessary to take account of the possibility for rivers to infiltrate.

In order to go further in the assessment of the simulation results, a mathematical analysis method based on a Karhunen Loève transform (KLT) of piezometric time series was used to analyse the temporal variations of the simulated piezometric levels, as well as the observed ones. A comparison of the projections obtained with simulated and observed piezometric time series highlighted the main areas where difficulties arose in reproducing the water table behaviour. KLT showed that all model runs failed to represent the annual component of the second eigenvector, related to the impact of effective rainfall, mainly because of large errors in the Hardt area in the south of the domain, and in the eastern part of the plain. This error was reduced when the irrigation practices in the Hardt area were taken into account, with water flowing through channels with high bed permeability, underlining the need to better

account for these processes in the model. This method also proved an interesting and original technique for assessing the model performances in reproducing the spatial and temporal variability of water table levels, and the recharge/discharge processes inducing these variations. It might be worth considering the use of this method to test spatial patterns of some parameters taken as homogeneous for now, such as the transfer coefficient  $T_p$  and the maximum river infiltration rate  $Q_{lim}$ .

Comparison of the aquifer water budgets obtained with different parameter sets showed that there was a balance between the magnitude of river to aquifer infiltration and drainage of the aquifer, so that the aquifer stock was fairly stable for each run.

The intensity of the simulated river-aquifer exchange was compared to available observations, mainly on the River Ill. Estimated values were of the same order as the observed ones. However, the model presented smoother spatial variations of the simulated fluxes than those actually observed, which could be due to the use of spatially homogeneous river bed parameters.

The KLT method showed that nine out of twelve simulations were able to give a similarly satisfactory representation of the aquifer behaviour. This allowed the uncertainty of aquifer recharge by river infiltration to be reduced from 35% to 14%, with an average flux of  $115 \text{ m}^3/\text{s}$ . This represents about 80% of the aquifer inflow.

This proportion compares well with the LIFE project estimate for a low water situation, but is higher than the one from the Monit project for a transient state simulation.

This study brings increased comprehension of the functioning of an alluvial aquifer, which is strongly influenced by groundwater /surface water interactions. It shows that modelling, together with inversion and advanced statistical methods are powerful tools to quantify the water budget of an alluvial aquifer.

Future work will include a climate change impact study on this vulnerable aquifer, by considering the uncertainty associated with emission scenarios, climate models, and hydrogeological model parameters.

## Acknowledgements

This work was supported by the program VMC-2007 of the French Agence Nationale de la Recherche (ANR) under the project VULNAR.

We would like to thank the various persons and institutions who provided us with data for the modelling, especially: Michel Wingerling at the LUBW for German hydrometric data; Dr. Werner Weinzierl and Dr Frank Waldmann at the LGRB for the German soil type data; Philippe Elsass at the BRGM for his help in understanding the Upper Rhine hydrosystem; Jean Lett and Claude Husser at the Navigation Service of Strasbourg for the River Rhine level data; Joëlle Sauter at the ARAA for the French soil data.

## References

- Allen D M, Mackie D C, Wei M (2004) Groundwater and climate change: a sensitivity analysis for the Grand Forks aquifer, southern British Columbia, Canada. *Hydrogeology Journal*, **12**, 270-290.
- Bauer M, Eichinger L, Elsass P, Kloppmann W, Wirsing G (2005) Isotopic and hydrochemical studies of groundwater flow and salinity in the Southern Upper Rhine Graben. *International Journal in Earth Sciences*, **94**, 565-579.
- Beven K (1993) Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Advances in Water Resources*, **16**, 41-51.
- Beven K. (2006) A manifesto for the equifinality thesis. *Journal of Hydrology*, **320**, 18-36.
- Camporese, M., Paniconi, C., Putti, M., & Orlandini, S. 2010. Surface-subsurface flow modeling with path-based runoff routing, boundary condition-based coupling, and assimilation of multisource observation data. *Water Resources Research*, **46**.
- Chardigny E (1999) *Modélisation de l'hydrodynamique des eaux souterraines (Modelling the groundwater hydrodynamics)*. Ph.D. thesis, Université Louis Pasteur, Strasbourg.
- David C, Habets F, Maidment D R, Yang E L (2011) RAPID applied to the SIM-France model. *Hydrological Processes*, **25**, 3412-3425, doi: 10.1002/hyp.8070
- Duprat A, Simler L, Valentin J (1979) *Sciences Géologiques - La nappe phréatique de la plaine du Rhin en Alsace (The phreatic water table of the Rhine Plain in Alsace)*. CNRS.
- Esteves M (1989) *Etude et modélisation des relations aquifère-rivière dans le Ried de Colmar (Haut-Rhin, France) (Study and modelling of the aquifer-rivers relations in the Colmar Ried)*. Ph.D. thesis, Université Louis Pasteur, Strasbourg.
- George M, Calmbach L, Lettermann M, Menillet F, Baderot S (1995) *Carte hydrogéologique Suisse à 1/100000 - Feuille Basel/Bâle (The hydrogeologic map of Switzerland - Basel leaf)*. Tech. rept. BRGM.
- Golaz-Cavazzi C, Etchevers P, Habets F, Ledoux E, Noilhan J (2001) Comparison of two hydrological simulations of the Rhone basin. *Physics and Chemistry of the Earth*, **26**, 461-466.
- Gomez E., Ledoux E., Viennot P., Mignolet C., Benoit M., Bornerand C., Schott C., Mary B. Billen G., Ducharne A., Brunstein D. (2003) Un outil de modélisation intégrée du transfert des nitrates sur un système hydrologique : application au bassin de la Seine (An Integrated Modelling Tool for Nitrates Transport in a Hydrological System: Application to the River Seine Basin), *La Houille Blanche*, **3**, 38-45
- Gupta H. V., Sorooshian S., Yapo P. O. (1998) Toward improved calibration of hydrologic models: Multiple and noncommensurable measures of information. *Water Resources Research*, **34**, 751-763.
- Habets F., Boone A., Champeaux J. L., Etchevers P., Franchistéguy L., Leblois E., Ledoux E., Le Moigne P., Martin E., Morel S., Noilhan J., Quintana Seguí P., Rousset-Regimbeau F., Viennot P. (2008) The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France, *Journal of Geophysical Research*, **113**
- Hu L T, Chen C X, Jiao J J, Wang Z J (2007) Simulated groundwater interaction with rivers and springs in the Heihe river basin. *Hydrological Processes*, **21**, 2794-2806.
- Illies J H (1972) The Rhine graben rift system - plate tectonics and transform faulting. *Surveys in Geophysics*, **1**, 27-60.
- Kalbus E, Reinstorf F, Schirmer M (2006) Measuring methods for groundwater-surface water interactions: a review. *Hydrology and Earth System Sciences*, **10**, 873-887

- Kollet S J, Maxwell R M (2006) Integrated surface-groundwater flow modeling: A free-surface overland flow boundary condition in a parallel ground water flow model. *Advances in water resources*, **29**, 945–958.
- Konikow L. F., Bredehoeft J. D. (1992) Ground-water models cannot be validated. *Advances in water resources*, **15**, 75–83.
- Korkmaz S. (2007) *Modelling of the flood regimes in coupled stream-aquifer systems*, PhD Thesis, Ecole des Mines, Paris and Middle East Technical University, Ankara.
- Korkmaz S, Ledoux E, Onder H (2009) Application of the coupled model to the Somme river basin. *Journal of Hydrology*, **366**, 21–34.
- Ledoux E., Girard G., de Marsily G., Deschenes J. (1989) Spatially distributed modeling: conceptual approach, coupling surface water and groundwater. In : *Unsaturated Flow Hydrologic Modeling-theory and Practice - Arles, France, 13-17 June 1988*
- Ledoux E, Gomez E, Monget J M, Viavattene C, Viennot P, Ducharne A, Benoit M, Mignolet C, Schott C, Mary B (2007) Agriculture and groundwater nitrate contamination in the Seine basin. The STICS-MODCOU modelling chain. *Science of the Total Environment*, **375**, 33–47.
- LfU (1996) *Action de démonstration portant sur la protection et la gestion des réserves en eau souterraine dans la partie franco-germano-suisse de la vallée du Rhin Supérieur – Rapport final (Demonstration action on protection and management of groundwater resources in the French-German-Swiss part of the Upper Rhine valley – Final report)*. Tech. rept. Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg.
- LfU. (2005) *MONIT: Développement des outils de prévision (MONIT : development of forecasting tools)*. Tech. rept. Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg.
- Longueuevergne L, Florsch N, Elsass P (2007) Extracting coherent regional information from local measurements with Karhunen-Loève transform : case study of an alluvial aquifer (Rhine Valley, France and Germany). *Water Resources Research*, **43**, 13.
- LUBW (2006) *Projet INTERREG III Monit : Modélisation hydrodynamique et transport des nitrates (INTERREG III project Monit : Hydrodynamic modelling and nitrates transport)*. Tech. rept. LUBW.
- LUBW (2006b) *Projet INTERREG III Monit : Structure hydrogéologique et caractéristiques hydrauliques (INTERREG III project Monit : Hydrogeological structure and hydraulic characteristics)*. Tech. rept. LUBW.
- Majdalani S, Ackerer P (2010) Identification of Groundwater Parameters Using an Adaptive Multiscale Method. Application to the Upper Rhine aquifer. *Groundwater*, no. doi: 10.1111/j.1745-6584.2010.00750.x.
- Nash J E, Sutcliffe J V (1970) River flow forecasting through conceptual models, 1 : A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, **10**, 282–290.
- Noyer M L, Elsass P (2006) Modelling aquifer salinity in the Potash Basin (Alsace). In: *International Symposium on Aquifer Systems Management - 30th May - 1st June 2006, Dijon, France*.
- Philippe E, Habets F, Ledoux E, Goblet P, Viennot P, Mary B (2010) Improvement of the solute transfer in a conceptual unsaturated zone scheme. *Hydrological Processes*, **25**, 5, 752-765.
- PIREN-Eau-Alsace (1984) *Recherche méthodologique sur les hydrosystèmes pour optimiser la gestion des ressources en eau dans la région Alsace (Methodologic research on hydrosystems to optimize water resources management in the Alsace region)*. Tech. rept. Région Alsace.
- Quintana-Segui P, LeMoigne P, Durand Y, Martin E, Habets F, Baillon M, Canellas C, Franchisteguy L, Morel S (2008) Analysis of Near-Surface Atmospheric Variables :

- Validation of the SAFRAN analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **47**, 92–107.
- Refsgaard J C (1997) Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, **198**, 69–97.
- Rushton K (2007) Representation in regional models of saturated river-aquifer interaction for gaining/losing rivers. *Journal of Hydrology*, **334**(1-2), 262 – 281.
- Sanford W. (2002) Recharge and groundwater models: an overview. *Hydrogeology Journal*, **10**, 110-120.
- Schmitt L. (2001) *Typologie hydro-géomorphologique fonctionnelle de cours d'eau : recherche méthodologique appliquée aux systèmes fluviaux d'Alsace (Hydrogeomorphologic functional typology of streams : methodologic research applied to the fluvial systems in Alsace)*. Ph.D. thesis, Université Louis Pasteur, Strasbourg.
- Sophocleous M. (2002) Interactions between groundwater and surface water : the state of the science. *Hydrogeology Journal*, **10**, 52–67.
- Therrien, R., McLaren, R. G., Sudicky, E. A., & Panday, S. M. 2007. *HydroGeoSphere: A Three-dimensional Numerical Model Describing Fully-integrated Subsurface and Surface Flow and Solute Transport*. Tech. rept.
- Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., & Soubeyroux, J.-M (2009). A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International Journal of Climatology*.
- Wilks D S (1995) *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Elsevier.
- Woessner W. W. (2000) Stream and Fluvial Plain Groundwater Interactions : Rescaling Hydrogeologic Thought. *Groundwater*, **38**, 423–429.

### 2.4.4.3 Incertitudes sur les coefficients d'emmagasinement

En complément des simulations utilisées pour l'article présenté ci-dessus, et étant donnés certains problèmes de reproduction de la dynamique des niveaux piézométriques que nous avons rencontrés, nous avons également testé une répartition des coefficients d'emmagasinement différente, issue du modèle développé dans le projet MoNit (cf. figure 2.21). Cette répartition est « inversée » par rapport à celle utilisée pour les simulations de l'article soumis à Journal of Hydrology (cf. section 2.4.1.2). De plus les valeurs de coefficients d'emmagasinement pour cette distribution sont globalement plus fortes.

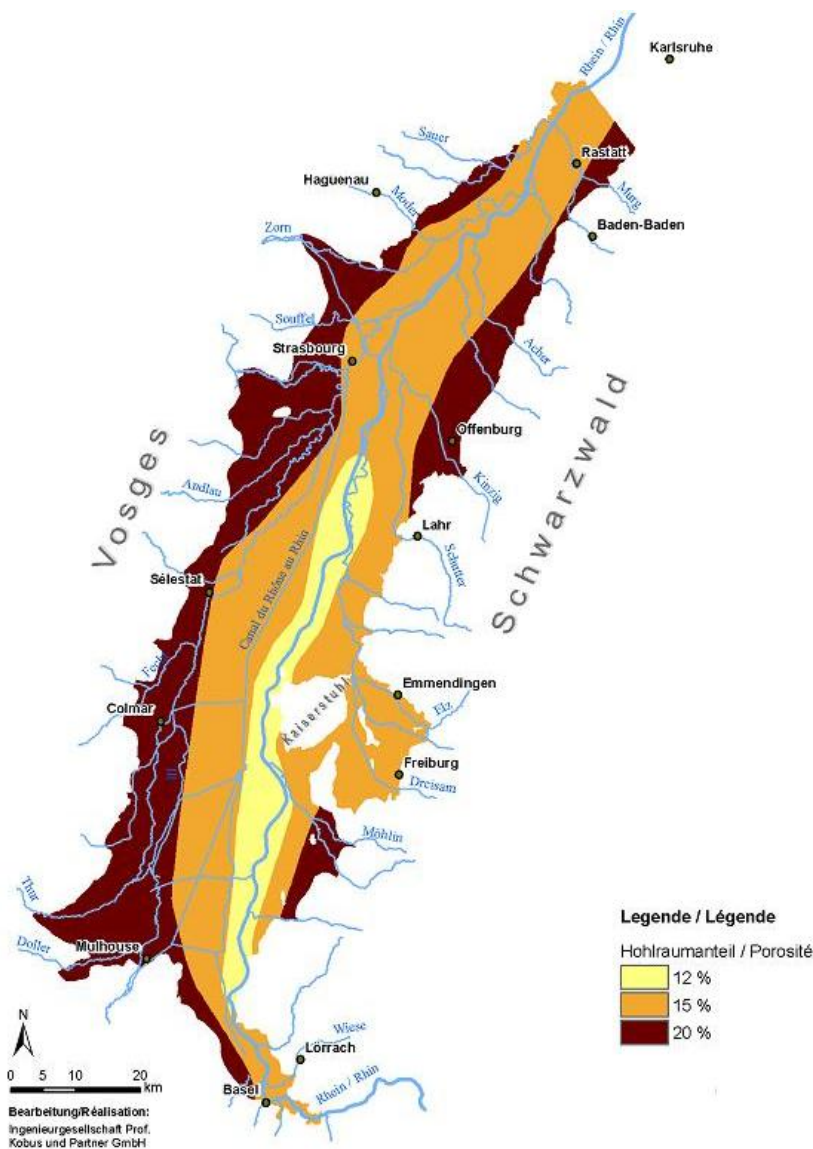


FIGURE 2.21 – Distribution de coefficients d'emmagasinement (ou porosités de drainage) utilisée dans le modèle MODFLOW du projet MoNit (d'après LUBW (2006a)).

Les résultats de cette simulation ont été analysés par la méthode KLT par Laurent Longuevergne, et la figure 2.22 présente les cartes des différences de projections entre simulations et observations sur les trois premiers vecteurs propres, pour la simulation de référence de l'article, et

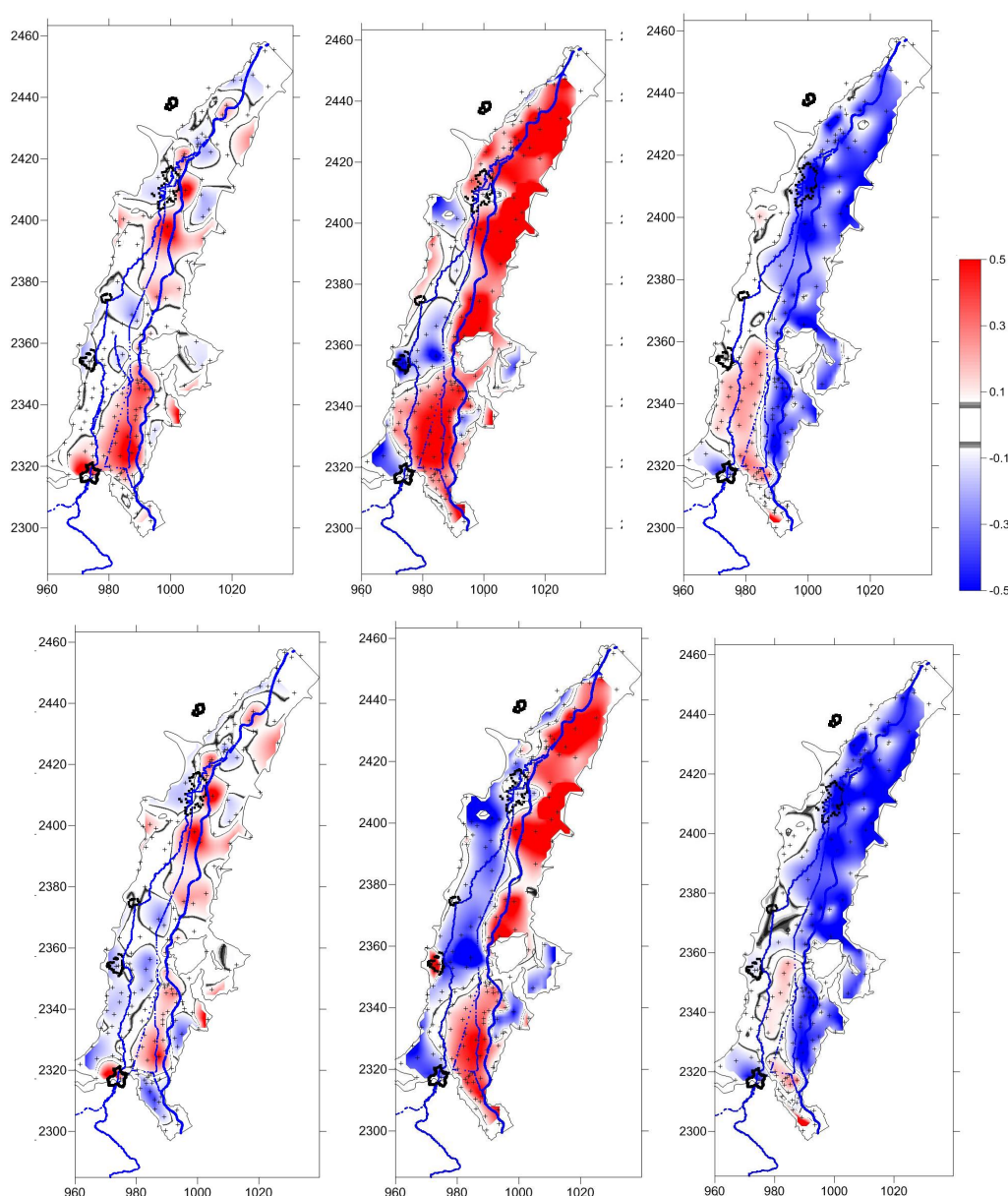


FIGURE 2.22 – Distributions spatiales des anomalies de projections des chroniques piézométriques sur les trois premiers vecteurs propres déterminés par la méthode KLT, pour la simulation de référence (en haut) et la simulation utilisant les porosités de MoNit (en bas). Les anomalies sont égales aux différences entre les projections obtenues avec les chroniques observées et celles obtenues avec les chroniques simulées, sur les vecteurs propres déterminés à partir des observations.

celle utilisant les coefficients d'emménagement MoNit. On voit qu'avec ces paramètres, la forte surestimation dans la partie Sud de l'influence des rivières vosgiennes, représentée par le premier vecteur propre, a diminué. Cependant leur influence devient un peu surestimée à l'Ouest, au Sud de Colmar. Concernant le deuxième vecteur propre qui est associé à l'influence des précipitations directes sur l'aquifère, on voit que la surestimation de cette influence par rapport aux observations diminue dans la partie Sud ainsi que plus au Nord côté Est. Cependant elle devient plus



fortement sous-estimée dans la partie Ouest entre Colmar et Strasbourg. Le troisième vecteur propre, associé à l'influence du Rhin sur la dynamique des niveaux piézométriques, montre des surestimations qui diminuent dans la partie Sud. Par contre dans la partie Nord de l'aquifère cette influence devient un peu plus sous estimée que dans la simulation de référence.

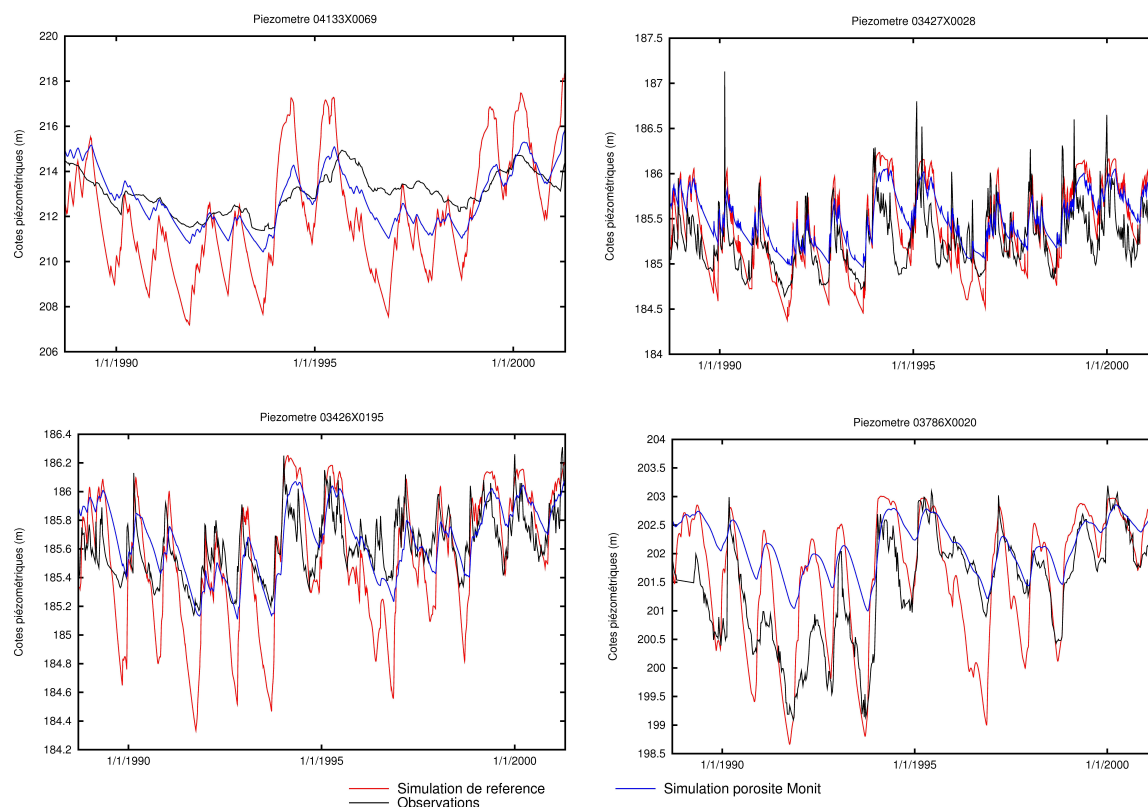


FIGURE 2.23 – Chroniques piézométriques simulées avec les deux répartitions des coefficients d'emmagasinement, et observées en quatre points de la partie Sud de la plaine.

Il semble donc que cette nouvelle distribution des coefficients d'emmagasinement permet d'améliorer la simulation des niveaux piézométriques dans certaines zones, en particulier dans le Sud de la plaine côté français. Dans le même temps ces simulations se trouvent un peu dégradées dans d'autres zones, comme dans la partie Nord. La figure 2.23 présente les chroniques piézométriques simulées avec les deux répartitions du coefficient d'emmagasinement pour quatre points situés dans la partie Sud, ainsi que les observations en ces points. On voit que pour le piézomètre 04133X0069, situé tout au Sud de la plaine entre l'Ill et le canal du Rhône au Rhin, l'amplitude des variations simulées est améliorée par l'augmentation des coefficients d'emmagasinement. Au contraire pour le piézomètre 03427X0028 situé près de l'Ill au Sud de Colmar, les amplitudes des variations piézométriques deviennent sous estimées. Pour le piézomètre 03786X0020 situé près de la bordure Ouest au Sud de Colmar, les nouvelles amplitudes simulées correspondent mieux aux observations certaines années (1996-1997) mais la dynamique lors des périodes de vidange de la nappe est moins bien simulée. Ceci peut s'expliquer par des hétérogénéités locales qui ne peuvent être reproduites par le modèle à cette échelle. Au piézomètre 03426X0195, situé près de Colmar à 6 km de la bordure Ouest de l'aquifère rhénan, l'amplitude des variations piézométriques annuelles est mieux reproduite avec les coefficients d'emmagasinement de MoNit.

Cependant pendant les périodes de hautes eaux, les variations rapides du niveau piézométrique sont moins bien simulées. Ceci peut être lié encore une fois à la présence d'hétérogénéités locales du matériau alluvionnaire, avec en particulier une couche superficielle présentant des porosités moins élevées que le matériau sous-jacent.

## 2.5 Présentation des chroniques hydrométriques et piézométriques simulées

On présente en annexe A plusieurs chroniques de débits et niveaux piézométriques simulés. Ces résultats sont présentés avec les données observées sur le même graphique que les simulations, et pour la période 1986-1989. Une période de quatre années a été choisie dans un souci de lisibilité des graphiques. On a de plus choisi une période différente de celle utilisée pour le calage des fonctions de production (cf. partie 2.3). Pour les stations hydrométriques situées sur les bassins versants montagneux, on ne présente qu'une seule simulation puisque nous avons retenu seulement un jeu de paramètre pour les fonctions de production, et que les différentes paramétrisations testées pour l'aquifère alluvial n'ont pas d'influence sur les débits simulés à ces stations. Pour les stations hydrométriques situées en plaine et pour les piézomètres, on présente les chroniques obtenues pour les 9 simulations qui ont été retenues, avec des paramétrisations différentes pour l'aquifère alluvial (cf. partie 2.4.4.2).

## 2.6 Conclusions

Nous avons vu dans cette partie quelles sont les hypothèses faites lors de l'utilisation du modèle MODCOU, et dans quelles conditions cet outil de modélisation hydrogéologique est adapté. Un modèle d'échelle régionale de l'aquifère alluvial du Rhin dans la partie supérieure du fossé rhénan a été construit, en prenant en compte le maximum de processus pertinents à cette échelle. La simulation des écoulements sur les bassins versants montagneux des Vosges et de la Forêt-Noire, basée sur des forçages météorologiques validés et améliorés, nous permet de donner une estimation plus précise des flux apportés par ces bassins, véritables « châteaux d'eau » pour la plaine alluviale.

Pour cela le module de calcul des bilans hydriques sur ces bassins a été calibré en testant un grand nombre de paramètres. Les paramètres hydrodynamiques ont été repris d'une étude faisant appel aux capacités d'inversion du modèle hydrogéologique HPP-INV pour calibrer ces paramètres, et utilisant les infiltrations calculées par MODCOU pour effectuer ce calage.

Les paramètres des échanges nappe-rivières ont été considérés homogènes sur tout l'aquifère, les informations concernant leur distribution spatiale étant peu nombreuses. Un travail particulier a été mené pour la simulation des niveaux d'eau sur le Rhin, les cotes piézométriques de la nappe près du fleuve étant fortement contraintes par ces niveaux. Le modèle simplifié qui a été utilisé ici montre l'importance d'une bonne prise en compte des niveaux des cours d'eau dans le cas d'un aquifère si fortement influencé par les interactions surface-souterrain. Ceci indique l'intérêt d'une généralisation des niveaux variables dans le temps pour tous les cours d'eau, et de l'utilisation d'un modèle hydraulique pour estimer ces variations.

Le travail d'estimation du fonctionnement de l'aquifère, basé sur la sensibilité aux valeurs des paramètres hydrodynamiques, a permis de quantifier l'importance relative des différents termes de la recharge de l'aquifère, et d'estimer que les apports par infiltration des cours d'eau représentent plus des trois quarts de cette recharge.

L'apport de la méthode d'analyse par transformée de Karhunen-Loève est de mettre en lumière la représentation plus ou moins adéquate des processus influençant l'évolution de la piézométrie, en fonction des zones de l'aquifère. Ces résultats sont à prendre avec précaution en raison du caractère purement mathématique de cette analyse, mais nous permettent cependant de comparer les performances relatives de différentes paramétrisation en terme de variabilité de la piézométrie.

La suite de ce mémoire sera consacrée à l'application du modèle hydrogéologique développé pour évaluer les impacts du changement climatique sur le bassin. Cette évaluation concernera l'impact de changements des forçages météorologiques uniquement, les impacts sur la végétation ou l'occupation des sols par exemple n'étant pas considérés. La sensibilité des impacts hydrologiques aux paramètres les plus déterminants du modèle hydrogéologique sera également testée.



# Application à l'impact du changement climatique

## Sommaire

<b>3.1 Scénarios et modèles climatiques . . . . .</b>	<b>100</b>
3.1.1 Scénarios d'émissions de gaz à effet de serre et aérosols . . . . .	100
3.1.2 Modèles climatiques globaux . . . . .	101
3.1.3 Régionalisation des simulations climatiques . . . . .	102
<b>3.2 Impacts hydrologiques du changement climatique . . . . .</b>	<b>104</b>
3.2.1 Etudes d'impact sur les hydrosystèmes . . . . .	104
3.2.1.1 Impacts sur les cours d'eau . . . . .	104
3.2.1.2 Impact sur les systèmes aquifères . . . . .	104
3.2.2 Etudes sur le bassin transnational du Rhin . . . . .	105
3.2.2.1 Effets du changement climatique sur les variables météorologiques dans le bassin du Rhin supérieur . . . . .	105
3.2.2.2 Etudes de l'impact du changement climatique sur l'hydrologie du Rhin . . . . .	106
<b>3.3 Impacts simulés sur les variables météorologiques à l'échelle régionale</b>	<b>107</b>
<b>3.4 Application du modèle MODCOU . . . . .</b>	<b>115</b>
3.4.1 Prise en compte de l'évolution des débits du Rhin à Bâle . . . . .	115
3.4.2 Mise en œuvre des simulations . . . . .	116
3.4.2.1 Niveaux imposés et prélèvements . . . . .	116
3.4.2.2 Initialisation des simulations discontinues . . . . .	116
3.4.3 Autres évolutions environnementales . . . . .	117
<b>3.5 Impacts simulés sur l'hydrosystème du fossé rhénan supérieur . . . . .</b>	<b>117</b>
3.5.1 Impacts sur les bilans hydriques en surface . . . . .	118
3.5.2 Impacts sur les débits des cours d'eau . . . . .	120
3.5.2.1 Débits moyens . . . . .	120
3.5.2.2 Débits extrêmes . . . . .	125
3.5.3 Impacts sur les niveaux piézométriques . . . . .	125
3.5.4 Impacts sur les bilans de l'aquifère . . . . .	132
<b>3.6 Analyse des incertitudes sur la recharge de l'aquifère . . . . .</b>	<b>134</b>
<b>3.7 Conclusions . . . . .</b>	<b>138</b>

L'application de la modélisation hydrogéologique pour l'étude des impacts possibles du changement climatique dans le bassin du Rhin supérieur vise à estimer quelles peuvent être les modifications à venir dans le fonctionnement de l'hydrosystème compte tenu des évolutions projetées des précipitations et de l'évapotranspiration potentielle, ainsi que de l'enneigement sur les massifs montagneux.

La première partie de ce chapitre est consacrée à la présentation des outils indispensables à une étude d'impact du changement climatique, en amont de l'utilisation des modèles hydrogéologiques. Nous présentons les scénarios d'émissions de gaz à effet de serre (GES) utilisés pour notre étude, ainsi que les principes des modèles de circulation générale, et la méthode de régionalisation employée. La seconde partie est consacrée à un résumé des évolutions projetées pour le climat à grande échelle dans la zone étudiée, puis à une étude bibliographique des impacts sur les hydrosystèmes. Nous présentons brièvement les résultats d'études d'impacts menées sur des systèmes hydrologiques et hydrogéologiques, dans le monde et en Europe, en particulier dans le bassin du Rhin.

La troisième partie présente les impacts projetés par les sorties des modèles climatiques régionalisées, sur les variables météorologiques dans le bassin du Rhin supérieur. La mise en œuvre des simulations sous changement climatique avec MODCOU est présentée à la quatrième partie. Enfin, la cinquième partie présente les impacts simulés en termes de débits, piézométrie et recharge de la nappe avec le modèle couplé de l'aquifère alluvial du Rhin supérieur et de son bassin versant. Nous prenons en compte les incertitudes via l'utilisation de plusieurs paramétrisations de l'aquifère mais également de plusieurs modèles et scénarios climatiques. La part de chacun de ces paramètres dans l'incertitude totale obtenue sur la recharge future de l'aquifère est résumée dans la dernière partie.

### 3.1 Scénarios et modèles climatiques

Les études d'impact du changement climatique sur le cycle hydrologique et les ressources en eau sont nombreuses depuis la mise en évidence du phénomène de réchauffement au cours du 20<sup>ème</sup> siècle (Gleick, 1986; Xu et al., 2005). Ces études sont basées sur l'utilisation de sorties de modèles climatiques pour forcer des modèles hydrologiques. Des différences d'échelles importantes existent entre ces deux types de modèles (Hostetler, 1994), et des méthodes de régionalisation sont employées afin de pouvoir utiliser les sorties de modèles climatiques globaux en entrée des modèles hydrologiques régionaux. La simulation du climat futur implique de simuler les forçages qui seront exercés sur le système couplé atmosphère-océan-continent-banquise. C'est le rôle des scénarios d'émission des gaz à effet de serre, dont l'augmentation des concentrations dans l'atmosphère est reconnue comme étant la source principale du réchauffement global observé au cours du 20<sup>ème</sup> siècle (IPCC, 2007).

#### 3.1.1 Scénarios d'émissions de gaz à effet de serre et aérosols

Dans le cadre du travail mené par le Groupement d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC), différents scénarios d'émissions de gaz à effet de serre ont été définis à l'échelle mondiale (IPCC, 2007). Ils sont basés sur différentes évolutions économiques, démographiques et technologiques possibles, qui donnent lieu à des évolutions contrastées des concentrations en gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Ces concentrations sont ensuite utilisées pour forcer les modèles climatiques globaux. Le présent travail est basé sur des résultats du quatrième rapport d'évaluation du GIEC, paru en 2007. Dans le cadre des travaux actuellement menés par les scientifiques du GIEC pour la préparation du cinquième rapport d'évaluation, les scénarios présentés ici ne sont plus utilisés (Moss et al., 2010).

Nous résumons ici les trois scénarios A1B, A2 et B1, utilisés dans le cadre de ce travail, en termes d'émissions de gaz à effet de serre uniquement. Parmi ces trois scénarios, A2 constitue le plus « pessimiste » et B1 le plus « optimiste » en termes d'émissions de gaz à effet de serre. En

effet dans le scénario B1 ces émissions atteignent leur niveau maximum vers 2040 puis diminuent pour atteindre un niveau inférieur à l'actuel en 2100 (cf. figure 3.1). Dans le cas du scénario A2 elles augmentent tout au long du 21<sup>ème</sup> siècle et atteignent en 2100 un niveau environ trois fois supérieur à l'actuel, alors que dans le scénario intermédiaire A1B, elles augmentent jusqu'en 2050, atteignant alors un niveau quasiment double par rapport à l'actuel, pour ensuite diminuer jusqu'à un niveau légèrement supérieur à l'actuel (cf. figure 3.1). Dans tous les cas, les concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère augmentent de façon continue jusqu'en 2100 (cf. figure 3.1).

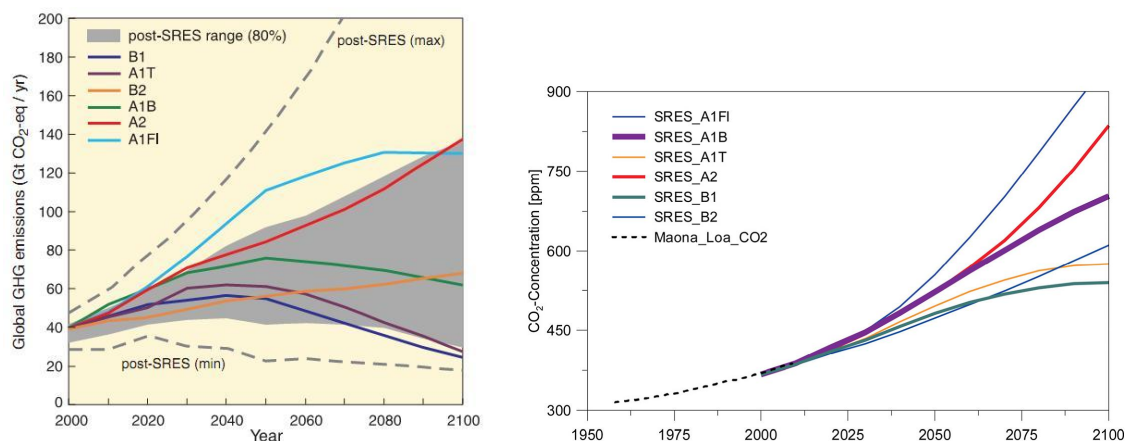


FIGURE 3.1 – Evolution des émissions de gaz à effet de serre (à gauche, d'après IPCC (2007)) et des concentrations en gaz à effet de serre (à droite, d'après Görden et al. (2010) ; la courbe en pointillés correspond aux données observées à Hawaï.) dans l'atmosphère pour les différents scénarios du SRES (Special Report on Emission Scenarios).

Aucune mesure de probabilité n'est attribuée à chacun de ces scénarios, qui sont donc considérés comme équiprobables et permettent d'envisager des évolutions mondiales assez contrastées. Dans le cadre d'une étude d'impact du changement climatique, l'utilisation de plusieurs de ces scénarios permet de prendre en compte l'incertitude liée aux émissions futures de gaz à effet de serre.

### 3.1.2 Modèles climatiques globaux

Les processus régissant l'évolution du climat en fonction des forçages internes et externes exercés sur l'atmosphère se déroulent à l'échelle planétaire. Afin de simuler l'évolution du climat on utilise donc des modèles globaux, représentant son fonctionnement à l'échelle mondiale. Ces modèles simulent en général de façon couplée le fonctionnement de l'océan et de l'atmosphère. On parle alors de Modèles de Circulation Générale Océan-Atmosphère (MCGOA). Dans le cadre d'études d'impact du changement climatique, une grande part de l'incertitude sur ces impacts provient de la modélisation du climat. En effet les variables climatiques simulées peuvent différer grandement d'un modèle climatique à l'autre. Une façon de prendre en compte ces incertitudes est d'utiliser les sorties d'un grand nombre de modèles climatiques pour forcer le modèle régional, hydrogéologique dans notre cas (Boé, 2007). Dans notre cas nous utiliserons sept modèles climatiques MCGOA, dont la liste est donnée au tableau 3.2. Ces modèles ont été sélectionnés par le CERFACS d'après les travaux de Boé (2007) car ils présentent des évolutions contrastées

des régimes de temps dans leurs projections pour la fin du 21<sup>ème</sup> siècle.

La résolution spatiale des MCGOA est faible en raison de leur extension très importante et de la complexité des processus climatiques simulés. Leurs mailles ont une taille de l'ordre de 300 km. Ceci pose un problème pour l'utilisation des sorties de ces modèles climatiques en entrée de modèles hydrologiques, qui nécessitent des données à l'échelle kilométrique (Boé et al., 2006). Pour cette raison, des méthodes de régionalisation, ou de désagrégation, ont été développées afin d'obtenir des données utilisables à l'échelle souhaitée. Il s'agit grâce à ces méthodes de reproduire les données climatiques fines à partir de variables climatiques d'échelle régionale : les modèles climatiques globaux donnent en effet les valeurs des variables climatiques à l'échelle régionale et négligent ainsi de nombreux processus existant à une échelle plus fine. Plusieurs méthodes de désagrégation de complexité variable ont été développées depuis les premières applications de sorties de modèles climatiques à des études hydrologiques régionales (voir par exemple Fowler et al. (2007)). Nous décrirons ici brièvement la méthode utilisée dans cette étude.

### 3.1.3 Régionalisation des simulations climatiques

La méthode de désagrégation employée ici est basée sur les types de temps, c'est-à-dire que plusieurs types de temps sont définis à partir des variables climatiques régionales, et de descripteurs climatiques à grande échelle. Il s'agit d'une méthode de désagrégation statistique, par opposition aux méthodes de désagrégation dynamique utilisant un modèle climatique régional (Boé et al., 2009). Cette méthode a été développée dans un premier temps pour le bassin de la Seine par Boé et al. (2006) et sa généralisation pour la France entière est décrite de façon détaillée dans Boé (2007) et Pagé et al. (2010). Nous résumons brièvement son fonctionnement.

Les descripteurs de grande échelle sont ici la pression atmosphérique en surface et une température moyenne. Les différents types de temps sont définis par saison (hiver, été, printemps et automne), grâce à un algorithme de classification des précipitations SAFRAN et de la pression atmosphérique. Cette classification est faite sur une période dite d'apprentissage, sur laquelle on dispose à la fois des observations à fine et à grande échelle. Chaque type de temps dans une saison est ensuite caractérisé par une répartition de la pression en surface. La figure 3.2 présente comme exemple la classification en quatre types de temps faite pour l'hiver, pour la France entière.

La variabilité interne à un type de temps donné est également prise en compte, grâce à des indices sur les précipitations et sur les températures à grande échelle. En sortie du modèle climatique, pour une journée avec un type de temps et des indices donnés, la journée ayant le même type de temps et les indices les plus proches est recherchée dans la base de données de SAFRAN. Les variables à fine résolution de cette journée (précipitations, rayonnements, températures, humidité et vent) sont alors sélectionnées comme sortie de la désagrégation. Une correction en température est également appliquée, lorsque le réchauffement lié au changement climatique ne peut pas être reproduit par la méthode. Cette procédure a été testée sur les sorties du modèle de circulation générale ARPEGE en temps présent, et a donné des résultats satisfaisants pour les différentes variables climatiques à haute résolution, mais aussi pour la variabilité spatiale du climat régional (Boé, 2007).

La principale hypothèse et limite de cette méthode est que la relation entre la variable de grande échelle (prédicteur) et la variable de petite échelle est considérée comme stationnaire dans le temps, y compris dans le cadre du changement climatique global. Cette hypothèse n'est pas vérifiable. De plus des types de temps inexistant dans le climat actuel et pouvant apparaître dans le futur ne pourront pas être simulés correctement.



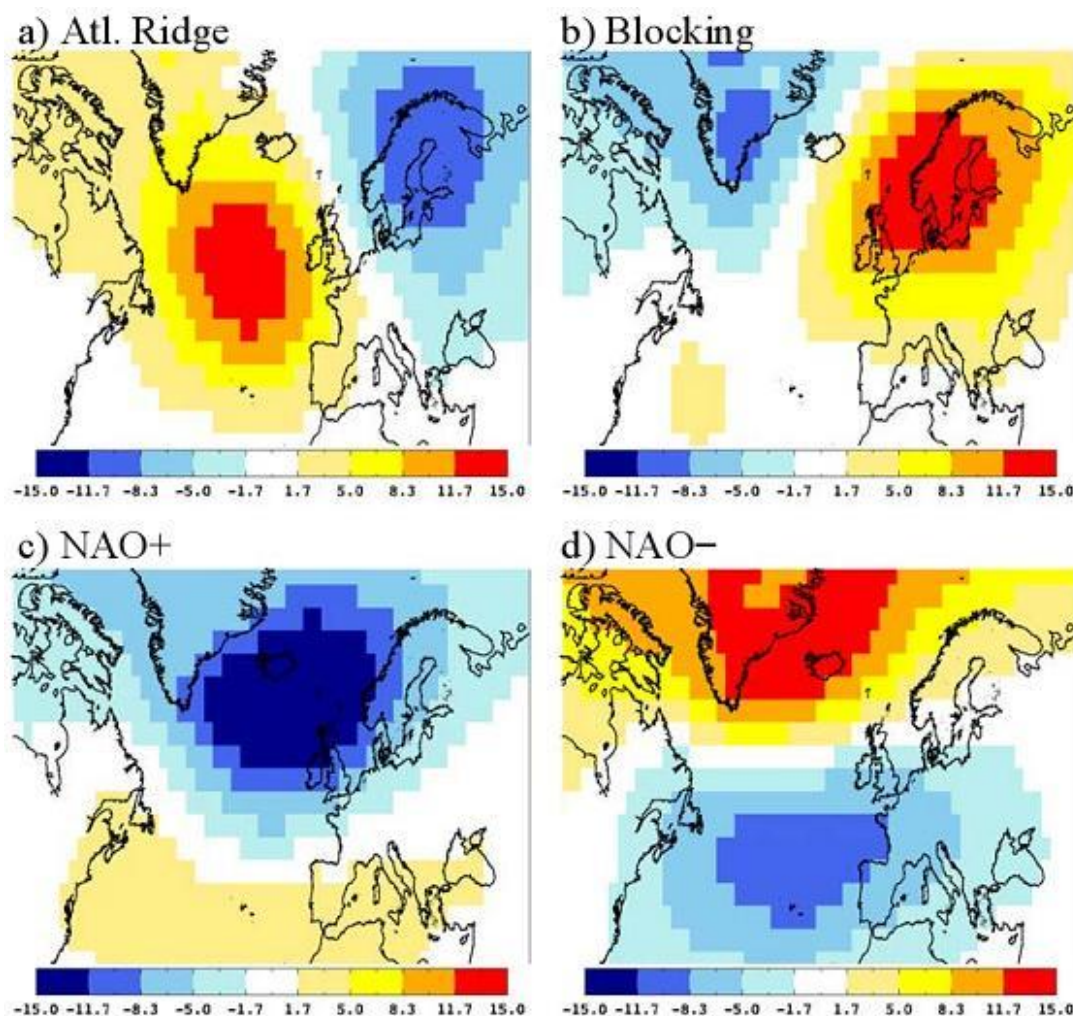


FIGURE 3.2 – Exemple de répartitions d’anomalies de la pression en surface (en hPa) pour les quatre types de temps définis en hiver (d’après Boé (2007)).

Cependant cette méthode de régionalisation est particulièrement adaptée dans le cas de notre bassin. En effet la méthode utilisée pour déduire les variables météorologiques en Allemagne à partir des données SAFRAN est aussi basée implicitement sur le concept des types de temps. De plus cette méthode de régionalisation statistique est basée sur l’utilisation des données SAFRAN. Elle se prête donc bien à la réutilisation des coefficients de corrections des précipitations déduits de la méthode AURELHY (cf. chapitre 2), pour corriger les précipitations obtenues par la désagrégation.

Dans le cadre des études d’impact du changement climatique, une part de l’incertitude sur les résultats provient de la méthode de désagrégation utilisée. Le travail présenté ici est basé sur une seule méthode de désagrégation, et ne considère donc pas les incertitudes liées à celle-ci.

## 3.2 Impacts hydrologiques du changement climatique

Les impacts hydrologiques des changements climatiques sont étudiés depuis plusieurs années, à l'aide des sorties de modèles climatiques. Ces impacts concernent aussi bien les eaux de surface, que les eaux souterraines en contact avec la surface de façon directe ou indirecte.

Les incertitudes associées aux résultats de ce type d'étude sont grandes, en raison de l'accumulation des incertitudes dans la chaîne de modélisation, depuis les scénarios d'émission de gaz à effet de serre, jusqu'aux simulations utilisant les modèles hydrogéologiques régionaux.

### 3.2.1 Etudes d'impact sur les hydrosystèmes

Nous présentons ici les principales études d'impacts menées sur les systèmes hydrologiques de surface et souterrain, en particulier dans les grands bassins français. La plupart de ces études soulignent des impacts marqués en utilisant les sorties de modèles climatiques disponibles au moment de l'étude, ou des méthodes simplifiées de prise en compte des changements climatiques.

#### 3.2.1.1 Impacts sur les cours d'eau

Les impacts sur les cours d'eau concernent le volume annuel écoulé, mais également le régime hydrologique, dont la saisonnalité peut être perturbée par des modifications des précipitations et des températures. En France ils ont été étudiés sur le bassin de la Seine et de la Somme (projet REXHYSS, [Ducharne et al. \(2009\)](#)), ainsi que sur les bassins du Rhône ([Leblois, 2005](#)) et de l'Adour-Garonne ([Caballero et al., 2007](#)), par une approche multi-modèles dans les deux cas, pour ce qui est des scénarios climatiques. Le projet REXHYSS était basé sur l'utilisation de plusieurs modèles hydrologiques aux fonctionnements assez variés, et se projette à l'horizon 2100. Une diminution des débits est trouvée, surtout en automne et en hiver, liée au décalage de l'hydrogramme avec des débits maximums plus tardif en fin d'hiver. Des étiages plus marqués et plus longs sont également simulés. Aucune évolution significative sur les crues n'est trouvée. La majorité des impacts se produisent d'ici 2050. Sur le bassin Adour-Garonne, [Caballero et al. \(2007\)](#) étudient les impacts du changement climatique à l'horizon 2060. Ils obtiennent une diminution des débits d'étiage moyens de l'ordre de 10 %, ainsi qu'une augmentation des débits en hiver et au printemps, en lien avec l'augmentation des précipitations hivernales, et la réduction de l'importance de la neige dans celles-ci. De plus le début de la période d'étiage se produit plus tôt dans l'année.

[Boé et al. \(2009\)](#) ont évalué l'impact du changement climatique sur les principaux bassins versants français, en utilisant plusieurs modèles de circulation générale et plusieurs méthodes de désagrégation de leurs résultats. Ils obtiennent une diminution des débits annuels, et des débits saisonniers en été et en automne, ainsi que de la couverture neigeuse dans les Alpes et de l'humidité des sols. L'impact le plus marqué est obtenu sur les étiages dont la fréquence augmente.

Parmi les autres projets concernant les bassins français, on peut citer le projet VULCAIN sur les bassins côtiers des Pyrénées Orientales, Imagine2030 pour le bassin de la Garonne et Hydroqual sur le bassin de la Loire.

#### 3.2.1.2 Impact sur les systèmes aquifères

Les impacts concernant les aquifères sont liés à leur recharge directe, qui dépend des précipitations et de l'évapotranspiration. Ils sont également liés aux interactions existant dans de

nombreuses régions entre les cours d'eau de surface et les systèmes aquifères, en particulier dans le cas de formations alluviales (Allen et al., 2004; Scibek et Allen, 2006).

Des exemples d'études d'impact sur les eaux souterraines en Europe sont donnés dans Brouyère et al. (2004) pour un bassin belge où l'influence des eaux souterraines est prépondérante. Ils montrent que dans la plupart des scénarios testés, une baisse des réserves en eaux souterraines est attendue, mais qu'il n'y a pas de modification de l'amplitude des variations saisonnières. Goderniaux et al. (2009) ont étudié le même bassin avec un modèle hydrogéologique différent. Ils trouvent également une diminution marquée des niveaux piézométriques de plusieurs mètres, mais aussi une augmentation de la variabilité de ces niveaux piézométriques pour la période 2071-2100. Eckhardt et Ulbrich (2003) ont simulé l'évolution de la recharge dans un bassin du massif rhénan en Allemagne, en prenant en compte l'évolution de la croissance des plantes sous deux scénarios SRES. Ils obtiennent surtout une modification de la répartition saisonnière de la recharge et des débits avec le scénario A2.

En France le projet REXHYSS (Ducharne et al., 2009; Habets et al., 2011) a évalué ces impacts sur les principaux aquifères du bassin parisien. Pour la plupart des modèles climatiques testés, les niveaux piézométriques baissent sur le bassin de la Seine et sur celui de la Somme. Ces baisses sont de manière générale plus importantes sur les plateaux que dans les vallées.

### 3.2.2 Etudes sur le bassin transnational du Rhin

Avant de nous intéresser aux études des impacts du changement climatique sur l'hydrologie du bassin du Rhin déjà réalisées, nous allons résumer les principales modifications du climat prévues par les modèles climatiques du GIEC.

#### 3.2.2.1 Effets du changement climatique sur les variables météorologiques dans le bassin du Rhin supérieur

Les impacts du changement climatique tels que prévu par les modèles climatiques globaux utilisés dans le cadre du quatrième rapport d'évaluation du GIEC ont été analysés par Boé (2007), en terme de modifications des températures et précipitations saisonnières entre les périodes 1961-1990 et 2080-2099.

Concernant les températures, des augmentations sont prévues pour toute l'Europe et pour toutes les saisons. Elles sont particulièrement marquées pour les mois de décembre-janvier-février (environ 4 °C), en particulier pour la zone qui nous intéresse dans cette étude. Une bonne cohérence dans les signes des modifications entre les différents modèles climatiques est trouvée pour cette variable. Ces évolutions sur les températures auront un impact négatif sur l'enneigement et un impact positif sur l'évapotranspiration potentielle.

Les résultats pour les précipitations sont moins clairs, avec une moins bonne cohérence de signe entre les différents modèles. Pour toutes les saisons, une augmentation des précipitations est prévue sur le Nord de l'Europe et une diminution sur le Sud, mais la localisation de la limite varie selon les saisons. Le bassin du Rhin supérieur se retrouve alors le plus souvent dans la zone d'incertitude entre augmentation et réduction. Cependant, une augmentation pour les mois de décembre-janvier-février et une diminution pour juin-juillet-août apparaît clairement. Dans les deux cas la variation est de l'ordre de 10 à 20 %.

Ces analyses concernent l'évolution des variables météorologiques à grande échelle et peuvent bien sûr masquer des évolutions contrastées à plus fine échelle, qui dépendent des caractéristiques climatiques régionales.

### 3.2.2.2 Etudes de l'impact du changement climatique sur l'hydrologie du Rhin

Sous l'impulsion de la Commission Internationale pour l'Hydrologie du bassin du Rhin (CHR) (Grabs et al., 1997), plusieurs études sur l'impact du changement climatique dans le bassin international du Rhin ont déjà été menées (Kwadijk, 1993; Middelkoop et al., 2001; Shabalova et al., 2003; Menzel et al., 2006; Lenderink et al., 2007), complétées récemment par le projet Rheinblick 2050 (Görgen et al., 2010).

Middelkoop et al. (2001) ont utilisé un modèle hydrologique global (RHINEFLOW) pour le bassin du Rhin, et des modèles plus détaillés pour des sous-bassins représentatifs des différentes régions alimentant les débits du Rhin. Shabalova et al. (2003) ont repris le modèle RHINEFLOW mais en utilisant des forçages climatiques différents, régionalisés par une méthode plus fine. Les conclusions sont cependant les mêmes, avec une augmentation des débits du Rhin en hiver, en lien avec une augmentation des précipitations et de la fonte précoce des neiges, et une diminution des débits en été liée à un plus faible stockage neigeux, et à une augmentation de l'évapotranspiration. Des résultats similaires sont obtenus par Lenderink et al. (2007). Menzel et al. (2006) ont utilisé le modèle hydrologique HBV sur 23 sous-bassins du Rhin en Allemagne pour estimer les impacts du changement climatique. Ils en déduisent une augmentation du débit annuel moyen du Rhin, mais dans cette étude les fortes incertitudes qui subsistent tout au long de la chaîne de modélisation sont mises en avant, et les résultats interprétés avec précaution. Middelkoop et al. (2001) soulignent également les conséquences socio-économiques des changements attendus sur le bassin du Rhin. En particulier la fréquence des crues pourrait augmenter, alors que les périodes d'étiage pourraient s'allonger, diminuant ainsi le nombre de jours dans l'année où le fleuve serait entièrement navigable.

Dans le cadre du projet Rheinblick2050 (Görgen et al., 2010), une méthodologie multi-modèle a été utilisée pour estimer l'impact du changement climatique sur les débits dans le bassin du Rhin. Cette démarche permet de prendre en compte les incertitudes liées à la chaîne de modélisation. Plusieurs modèles hydrologiques ont ainsi été utilisés, parmi lesquels le modèle HBV (Lindström et al., 1997) et plusieurs modèles globaux. Les résultats obtenus en termes de débit à Bâle ont été réutilisés dans le travail présenté dans ce mémoire, comme conditions aux limites du modèle hydrogéologique. Une augmentation des débits moyens annuels est projetée pour le futur proche (2021-2050), mais pas pour le futur lointain (2071-2100). En effet pour le futur lointain des diminutions marquées du débit moyen en été (de 5 à 30 %, pour la période de mai à octobre) ont été obtenues, contrairement au futur proche. Par contre pour la période hivernale (novembre à avril), une augmentation des débits est trouvée à la fois pour le futur proche (0 à 25 %) et pour le futur lointain (5 à 30 %). Dans les parties amont du bassin, sur le Rhin supérieur notamment, il y a un décalage temporel des plus hauts débits de juin à mai, et également des étiages, qui deviennent plus précoces et sont prolongés par rapport au temps présent.

La figure 3.3 illustre les effets de ces changements sur les débits du Rhin à Bâle tels que simulés dans le projet Rheinblick2050. On voit sur l'ensemble des modèles utilisés un décalage dans le temps des plus hauts débits annuels qui deviennent plus précoces. Les débits augmentent en hiver et au printemps et diminuent en été et en automne pour la période 2071-2100.

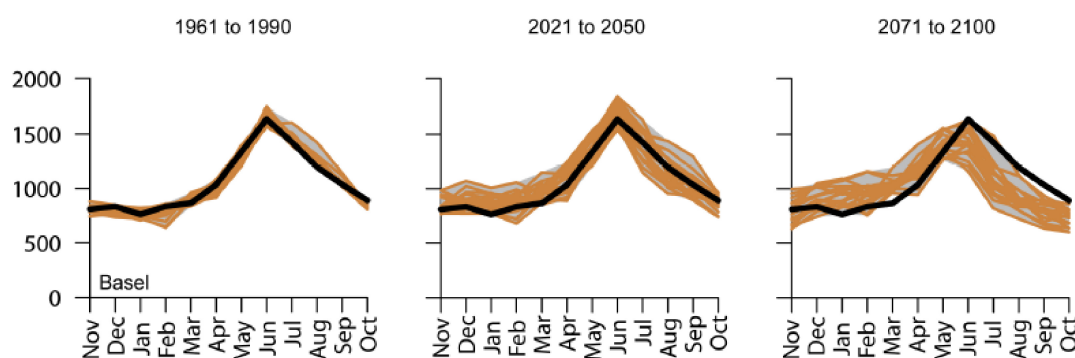


FIGURE 3.3 – Débits mensuels moyens interannuels du Rhin à Bâle simulés par l'ensemble des modèles du projet Rheinblick2050 pour trois périodes (présent, futur proche, futur lointain) (d'après [Görgen et al. \(2010\)](#)). La courbe noire représente les débits simulés par le modèle hydrologique forcé avec les observations temps présent.

### 3.3 Impacts simulés sur les variables météorologiques à l'échelle régionale

Dans cette partie on analysera les variables météorologiques désagrégées obtenues à partir des sorties des différents modèles et scénarios climatiques sélectionnés pour notre étude.

On disposait pour cette étude de résultats des trois scénarios SRES A1B, A2 et B1 avec le modèle ARPEGE développé par Météo France. Pour le scénario A1B, il s'agit de forçages continus de 1950 à 2099, tandis que pour A2 et B1, pour des questions de coût de calcul, on ne dispose que de la période 2070-2099 pour le futur, les sorties temps présent étant identiques à celles du scénario A1B, puisque ces différents scénarios de gaz à effet de serre (GES) ne donnent des différences de concentrations en GES que pour le futur.

En plus des sorties de ARPEGE, on dispose pour le scénario A1B de sorties de six modèles utilisés dans le cadre du 4<sup>ème</sup> rapport d'évaluation du GIEC. Ces sorties sont disponibles sur les périodes 1961-2000, 2046-2065 et 2081-2100.

Toutes ces sorties de modèles climatiques ont été désagrégées par la méthode des types de temps présentée à la section 3.1, et on dispose alors sur le maillage SAFRAN de la zone d'étude de valeurs journalières de températures, d'ETP, de précipitations liquides et solides.

Dans un premier temps, il est intéressant de comparer les résultats des trois scénarios SRES dont nous disposons avec le modèle climatique ARPEGE. Le tableau 3.1 présente les températures, les précipitations et l'ETP pour les scénarios A1B, A2 et B1, ainsi que les données « réelles » issues de l'analyse SAFRAN. On présente ici les périodes 1961-2000 et 2081-2099. En effet pour les scénarios A2 et B1, on ne dispose donc que des projections en futur lointain.

On voit que pour la période actuelle, les sorties de ARPEGE désagrégé surestiment la valeur moyenne de température. Cependant l'augmentation de température d'ici le milieu puis la fin du 21<sup>ème</sup> siècle est très marquée. Pour la période fin de siècle des différences importantes sont observées entre les trois scénarios SRES, avec une température moyenne simulée dans le cadre de A2 supérieure de 0.8 °C à celle simulée dans le cadre de A1B, alors que la température simulée par B1 lui est inférieure de 1.1 °C. L'ETP présente le même type de contrastes entre les trois scénarios et montre une augmentation marquée de presque 100 mm/an dans le cadre du scénario A1B.

	Période	SAFRAN	ARPEGE A1B	ARPEGE A2	ARPEGE B1
Précipitations (mm/an)	1961-2000	1097	1118	-	-
	2081-2099		1041	913	1085
ETP (mm/an)	1961-2000	740	777	-	-
	2081-2099		860	883	820
Températures moyennes (°C)	1961-2000	8.95	9.45	-	-
	2081-2099		12.18	12.99	11.05

TABLE 3.1 – Précipitations et évapotranspiration annuelles et températures moyennes issues de l'analyse SAFRAN pour le temps présent, et des sorties du modèle climatique ARPEGE pour trois scénarios SRES (temps présent et futur lointain).

Concernant les précipitations, on a aussi une surestimation de la valeur annuelle moyenne actuelle par ARPEGE. On obtient de plus une forte diminution de cette valeur à l'horizon 2046-2065, de l'ordre de 8 %, et une stabilisation entre le milieu et la fin du 21<sup>ème</sup> siècle. Les précipitations simulées par le scénario A2 sont encore plus faibles en fin de siècle, et représentent une baisse supérieure à 15 %, tandis que la baisse est plus modérée dans le cas du scénario B1. Les chutes de neige, sous estimées en temps présent dans le scénario A1B, connaissent une diminution très significatives, de plus de 50 % à l'horizon milieu de siècle, qui se poursuit jusqu'en fin de siècle. La diminution est encore plus marquée dans le cas du scénario A2 et un peu atténuée dans le cas du scénario B1.

On a également comparé la répartition spatiale des évolutions des précipitations et de l'évapotranspiration potentielle moyennes entre le temps présent et le futur lointain pour le modèle ARPEGE forcé avec ces différents scénarios SRES (cf. figure 3.4). Les différences d'évolution entre ces trois scénarios sont marquées, avec une ETP qui augmente beaucoup moins fortement dans le cas du scénario B1 que dans le cas du scénario A2, et des précipitations qui diminuent beaucoup moins, et qui augmentent même très légèrement pour le scénario B1 dans le Sud de la plaine. Le scénario A1B projette des évolutions intermédiaires entre ces deux scénarios extrêmes sur tout le bassin. Les contrastes spatiaux de ces évolutions sont à peu près semblables pour ces trois scénarios, du fait que l'on utilise le même modèle climatique.

Le tableau 3.2 présente une comparaison des précipitations, de l'évapotranspiration potentielle et des températures issues de SAFRAN avec celles obtenues avec les six autres modèles climatiques utilisés, pour le temps présent (période 1961-2000). Les noms des six modèles sont abrégés dans le texte par commodité. Les précipitations SAFRAN sont légèrement surestimées par tous les modèles (de 1.7 à 3.5 %), à l'exception de GFDL0 et GFDL1. L'ETP et les températures sont surestimées par l'ensemble des modèles, de 2.8 à 4.5 % pour l'ETP et de 3 à 7 % pour les températures.

La figure 3.5 présente l'évolution des principales variables météorologiques d'intérêt pour les impacts hydrologiques, dans une approche multi-modèles. On compare ici sept modèles utilisant le scénario SRES A1B, pour lesquels on dispose de sorties pour trois périodes communes : 1961-2000 (temps présent), 2046-2065 (futur proche) et 2081-2099 (futur lointain). Des différences marquées sont visibles en fonction des saisons, pour l'évolution des précipitations et de l'ETP. La plupart des modèles donnent une diminution des précipitations en été. Seul le modèle ARPEGE projette une évolution légèrement positive de celles-ci. Pour les autres modèles ces diminutions s'échelonnent entre -10 et -50 %. En hiver au contraire tous les modèles projettent une augmentation des précipitations pour la période 2081-2099, entre 0 (ARPEGE) et 30 %.

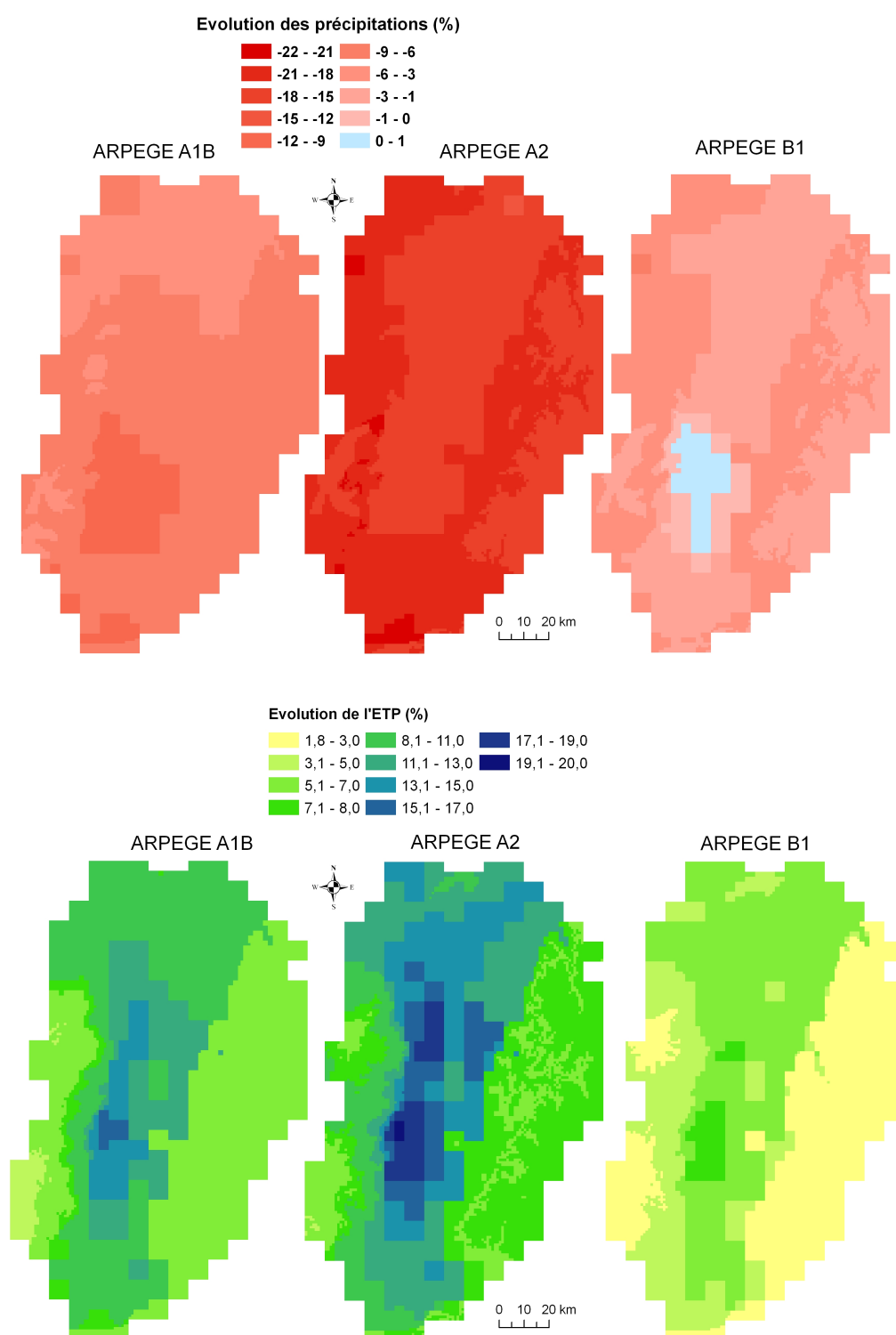


FIGURE 3.4 – Cartes des évolutions des précipitations (en haut) et de l'évapotranspiration potentielle (en bas) annuelles entre la période 1961-2000 (temps présent) et la période 2081-2099 (futur lointain), pour le modèle climatique ARPEGE après désagrégation et pour les trois scénarios SRES A1B, A2 et B1.

Modèle climatique	Nom abrégé	Précipitations (mm/an)	ETP (mm/an)	Températures moyennes (°C)
	SAFRAN	1097	738	8.95
CCCMA_CGCM3_1_T63	CCCMA	1129	764	9.24
GFDL_CM2_0	GFDL0	1102	771	9.58
GFDL_CM2_1	GFDL1	1092	762	9.30
GISS_MODEL_E_R	GISS	1116	765	9.47
MPI_ECHAM5	MPI	1136	759	9.22
MRI_CGCM2_3_2A	MRI	1131	759	9.48

TABLE 3.2 – Précipitations et évapotranspiration annuelles et températures moyennes issues de l'analyse SAFRAN et des sorties des six modèles climatiques discontinus pour le scénario SRES A1B, pour le temps présent (1961-2000). Les noms abrégés des modèles climatiques utilisés dans le texte sont indiqués.

Pour la période 2046-2065, presque tous les modèles donnent également une augmentation des précipitations hivernales, sauf deux modèles qui donnent des diminutions de l'ordre de 7 %. A l'échelle annuelle, certains modèles projettent des augmentations modérées des précipitations, de l'ordre de 1 à 2 %, tandis que la plupart donnent des baisses de 5 à 10 %, en particulier en futur lointain.

Concernant l'évolution de l'évapotranspiration potentielle, tous les modèles projettent une augmentation, en futur proche et en futur lointain, pour toutes les saisons. L'augmentation est particulièrement marquée en automne, où elle atteint 35 % en futur proche et 50 % en futur lointain. Ceci est à mettre en regard d'une tendance à la baisse en futur lointain pour les précipitations de cette saison, de l'ordre de 0 à -20 % selon les modèles. Pour l'été et l'hiver, l'augmentation de l'ETP s'échelonne entre 5 et 20 % en fonction des modèles. Cette augmentation est un peu plus forte au printemps, où elle se situe entre 10 et 30 % en futur lointain, alors que la plupart des modèles simulent une augmentation des précipitations entre 0 et 15 % pour cette saison. Le modèle ARPEGE se démarque particulièrement en simulant une diminution des précipitations printanières de -20 % en futur proche et de -15 % en futur lointain. Les températures augmentent de façon marquée pour toutes les saisons, entre 1 et 3 °C globalement en futur proche et entre 2 et 4 °C en futur lointain, avec une tendance encore plus forte en hiver, où certains modèles prévoient une augmentation de près de 5 °C.

Les figures 3.6 et 3.7 permettent d'appréhender la distribution spatiale de ces évolutions pour les précipitations et l'ETP sur le domaine modélisé. On présente ici les résultats obtenus avec les sept modèles climatiques utilisés dans cette étude et présentés ci-dessus. En futur proche et encore plus en futur lointain, les évolutions sont contrastées entre ces modèles. ARPEGE et MRI donnent en futur proche des diminutions des précipitations annuelles plus importantes sur les massifs montagneux que dans la plaine. Pour le modèle GISS, on a au contraire une augmentation des précipitations en montagne, et une diminution dans la plaine. GFDL1 simule une diminution plus importante en plaine qu'en montagne, avec une légère augmentation au Sud des Vosges, alors que le modèle MPI indique une augmentation presque partout, plus marquée dans la partie Sud que dans la partie Nord du domaine. GFDL0 indique plutôt une diminution au Nord et une augmentation au Sud, ainsi que sur les sommets de la Forêt Noire. CCCMA projette une diminution partout, mais plus marquée au Nord qu'au Sud ou sur les sommets de la Forêt Noire.



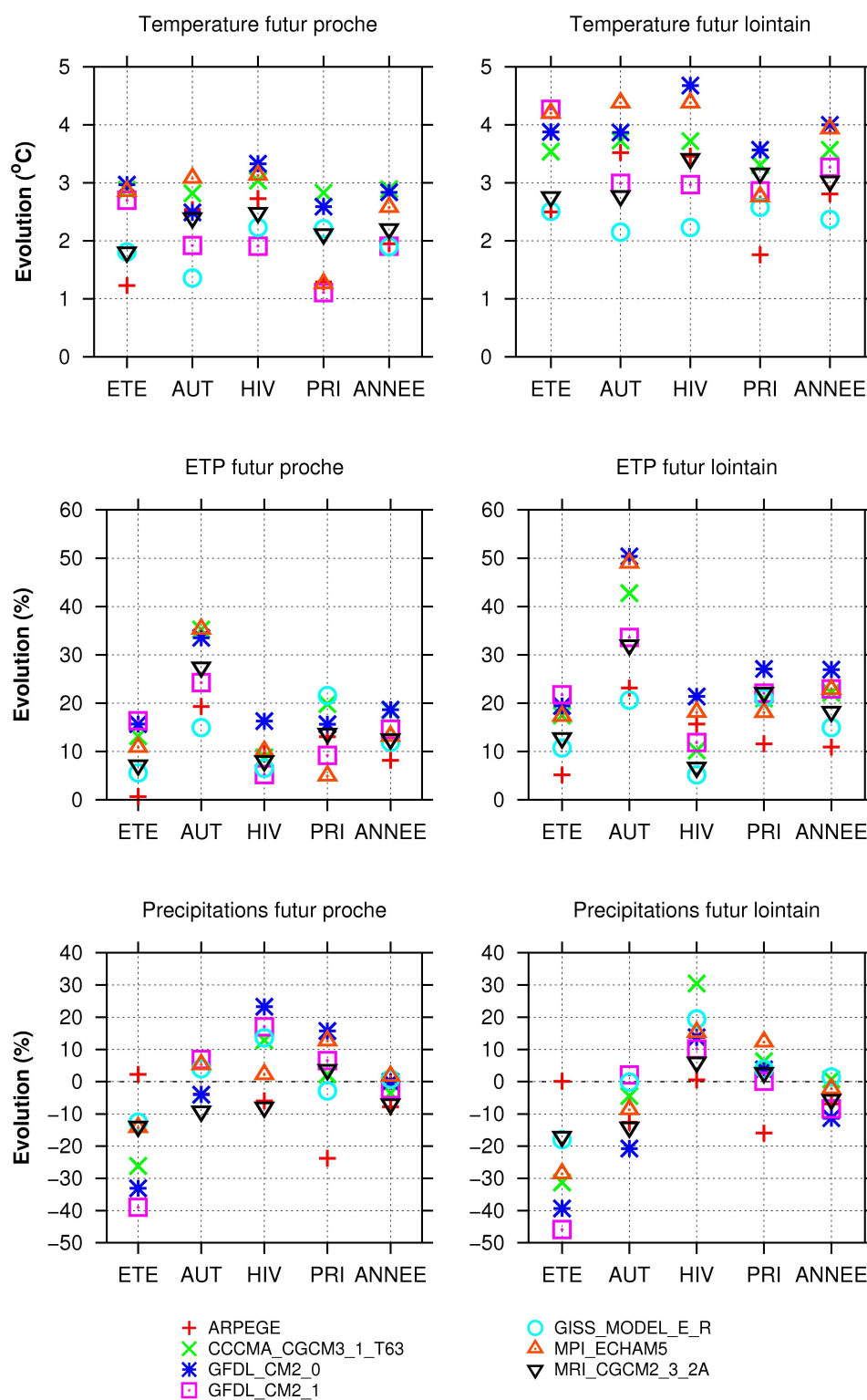


FIGURE 3.5 – Evolution des températures moyennes, de l'évapotranspiration potentielle et des précipitations entre le temps présent (1961-2000) et les périodes 2046-2065 (futur proche) et 2081-2099 (futur lointain), d'après les résultats des sept modèles climatiques désagrégés. Les valeurs sont présentées pour quatre saisons : été (juin-juillet-août), automne (septembre-octobre-novembre), hiver (décembre-janvier-février) et printemps (mars-avril-mai), ainsi que pour l'année.

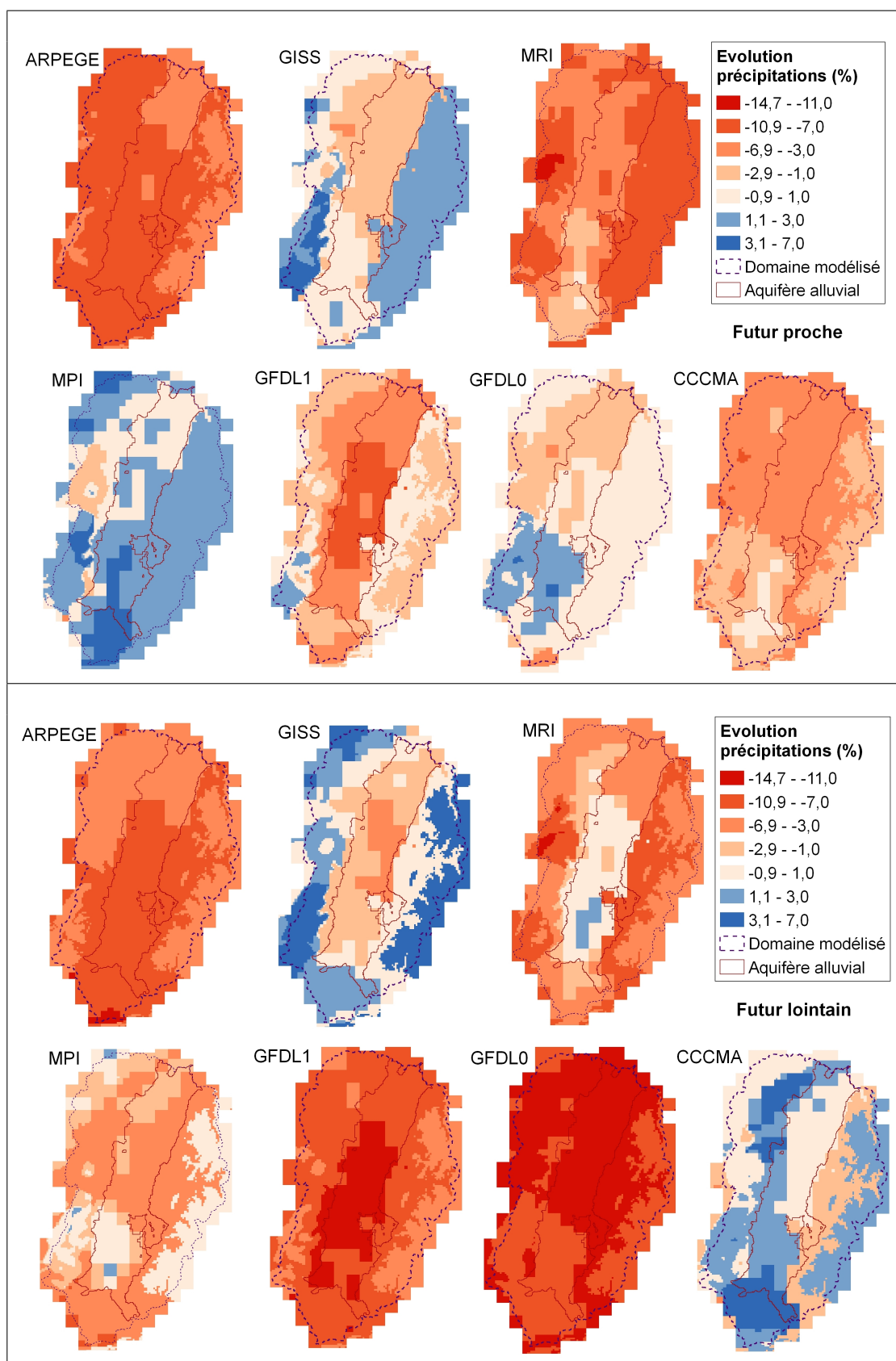


FIGURE 3.6 – Cartes des évolutions des précipitations annuelles entre la période 1961-2000 (temps présent) et les périodes 2046-2065 (futur proche, en haut) et 2081-2099 (futur lointain, en bas), pour les sept modèles climatiques utilisant le scénario SRES A1B, après désagrégation.

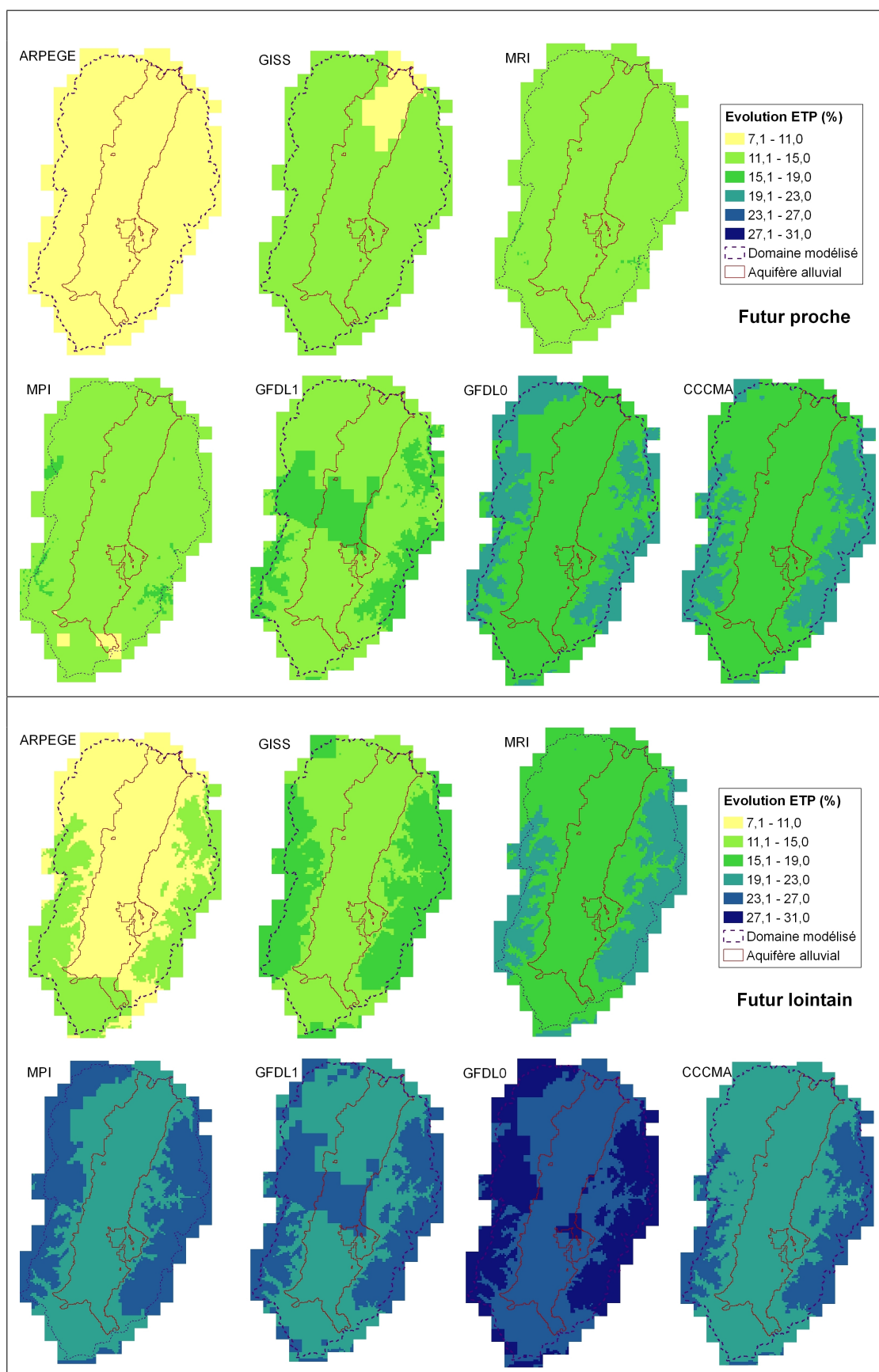


FIGURE 3.7 – Cartes des évolutions de l'évapotranspiration annuelle entre la période 1961-2000 (temps présent) et les périodes 2046-2065 (futur proche, en haut) et 2081-2099 (futur lointain, en bas), pour les sept modèles climatiques utilisant le scénario SRES A1B, après désagrégation.

En futur lointain et toujours pour les précipitations, les modèles ARPEGE, GISS, MRI et GFDL1 font également apparaître les contrastes les plus importants entre la plaine et les massifs montagneux, alors que les autres modèles montrent plutôt des contrastes Nord-Sud au sein du domaine. Le modèle GISS projette une augmentation des précipitations sur les Vosges, le Sundgau et la Forêt Noire, et une diminution en plaine. ARPEGE et GFDL1 donnent une diminution partout, mais plus marquée en plaine, tandis que MRI simule une diminution plus importante sur les montagnes et une légère augmentation des précipitations dans la partie centre-Ouest et la partie Sud de la plaine. GFDL0 donne une diminution assez marquée partout, mais plus importante au Nord, tandis que MPI donne une plus faible diminution, voire une légère augmentation dans la partie Sud, mais aussi sur la Forêt Noire. Le modèle CCCMA fait apparaître une augmentation sur toute la plaine, les sommets de la Forêt Noire et les Vosges, mais plus marquée au Sud de la plaine et dans la zone du champ de fracture de Saverne, et une diminution sur les versants Ouest du massif de la Forêt Noire.

Concernant l'ETP, tous les modèles projettent une augmentation en futur proche et lointain, celle-ci étant globalement plus forte en futur lointain. Pour tous les modèles l'augmentation est aussi plus forte sur les montagnes que sur la plaine. Le modèle ARPEGE se distingue par une augmentation plus modérée en futur proche comme en futur lointain.

En conclusion, l'analyse des sorties désagrégées des sept modèles climatiques nous a permis de déterminer que ceux-ci présentent pour la plupart des biais sur les précipitations, l'ETP et les températures pour la période actuelle.

On constate de plus que des évolutions contrastées de ces variables sont projetées sur le bassin, en fonction du scénario SRES ou du modèle climatique global utilisés. Pour la période 2081-2099 le modèle GISS représente un extrême humide et le modèle GFDL0 un extrême sec. Le modèle ARPEGE forcé par le scénario A2 constitue également un scénario très sec. L'ensemble de ces modèles projette cependant globalement une baisse des précipitations annuelles, correspondant à des évolutions contrastées pour les différentes saisons. En effet les modèles simulent plutôt une baisse importante en été, une augmentation marquée en hiver et plus faible au printemps.

L'augmentation de l'ETP couplée à ces évolutions, particulièrement marquée en été, fait craindre des étiages plus sévères. Cependant le calcul de l'ETP dans ces projections est fait comme pour le temps présent, alors que les effets de l'augmentation de CO<sub>2</sub> sur les plantes pourraient conduire à une modification du calcul de l'ETP en fonction des variables météorologiques dans le futur. Ces effets restant mal connus, on prend par défaut un calcul de l'ETP inchangé.

La hausse des températures a pour conséquence de réduire de façon importante le stockage des précipitations hivernales sous forme de neige, ce qui pourrait aller dans le sens de crues de plus grande intensité en cette saison. Ceci est renforcé par le fait que les modèles projettent en général des diminutions moins importantes, voire des augmentations pour certains, des précipitations sur les massifs montagneux, qui représentent déjà aujourd'hui deux à trois fois les précipitations en plaine.

L'application du modèle hydrogéologique couplé MODCOU doit nous permettre d'évaluer plus précisément quelles évolutions peuvent être attendues pour les variables hydrologiques de l'hydrosystème du fossé rhénan supérieur. Pour ce faire, on doit cependant renseigner certaines conditions aux limites, dont l'évolution future n'est pas connue, et seulement être estimée à travers d'autres modèles.

## 3.4 Application du modèle MODCOU

On présente ici la façon dont ont été menées les simulations hydrogéologiques couplées avec MODCOU sous changement climatique. Ces simulations se basent sur l'utilisation des paramétrisations testées en temps présent et dont les performances ont été évaluées dans le chapitre 2 par comparaison avec des données piézométriques et hydrométriques mesurées. Certaines conditions à la limite doivent cependant être imposées en entrée de MODCOU, et en l'absence de données observées on se base sur les sorties d'autres modélisations, par exemple pour les débits du Rhin à l'entrée de la plaine alluviale.

### 3.4.1 Prise en compte de l'évolution des débits du Rhin à Bâle

Les débits du Rhin à Bâle utilisés pour cette étude de l'impact du changement climatique sont issus du projet Rheinblick2050 (cf. section 3.2.2.2). Ils ont été fournis par l'Institut Fédéral d'Hydrologie allemand (BfG), qui a mené dans le cadre de ce projet des simulations avec le modèle hydrologique HBV (Lindström et al., 1997). HBV est un modèle conceptuel semi-distribué qui simule le bassin versant du Rhin grâce à un découpage en sous-bassins versants. Dans le cadre de Rheinblick2050 il a été calibré au pas de temps journalier, avec des données météorologiques et hydrométriques observées en temps présent (Görgen et al., 2010).

Les résultats issus de HBV en termes de débits du Rhin à Bâle nous ont été fournis par le BfG pour trois modèles climatiques distincts. Les valeurs journalières des débits diffèrent grandement entre ces trois simulations. Pour cette raison nous avons choisi de n'en conserver qu'une seule pour forcer nos simulations. Il serait intéressant de tester l'impact de l'utilisation d'une autre de ces simulations sur les résultats de notre étude, mais ceci n'a pas été entrepris dans le cadre de cette thèse. Nous avons conservé les résultats de la simulation utilisant le modèle climatique ECHAM, qui donnait la plus longue chronique de débits simulés, de 1954 à 2100. Dans le cadre de Rheinblick2050, la désagrégation des sorties des modèles climatiques a été faite par une méthode dynamique, utilisant des modèles climatiques régionaux et une correction des biais (Görgen et al., 2010). Dans le cas de la simulation que nous avons utilisée, le modèle régional employé est le modèle REMO.

La figure 3.8 présente les débits du Rhin à Bâle simulés par le modèle HBV forcé par les sorties climatiques de ECHAM-REMO, en moyenne glissante sur dix années. Aucune tendance claire n'apparaît d'ici la fin du 21ème siècle, à l'exception de la période allant de 2035 à 2075 environ, au cours de laquelle les débits moyens sont relativement plus faibles que pour les autres périodes de cette durée.

Ces débits simulés à Bâle ont en fait été imposés dans MODCOU au niveau du barrage de Kembs, à la séparation entre le Vieux Rhin et le Grand Canal d'Alsace, afin de prendre en compte la répartition des débits entre ces deux branches du Rhin (cf. chapitre 2). Ceci constitue une inexactitude qui peut avoir une influence sur le comportement de la nappe près du Rhin dans la partie la plus amont de la plaine, mais il nous a néanmoins paru important de considérer des débits dans ces deux branches, ce qui n'était pas possible en imposant les débits à Bâle sans modifications importantes dans le code de MODCOU. Le barrage de Kembs se trouve à environ 7 km en aval de Bâle sur le Rhin. Les principales différences de débits sont dues aux apports de la Wiese en rive droite dont le débit moyen est de l'ordre de  $10 \text{ m}^3/\text{s}$ , et à la présence de la prise d'eau du canal de Huningue en rive gauche, qui soustrait environ  $10 \text{ m}^3/\text{s}$  aux débits du Rhin. Les interactions avec la nappe alluviale entre Bâle et Kembs peuvent également influencer les débits du Rhin, mais elles ne sont pas quantifiées et sont probablement négligeables comparées

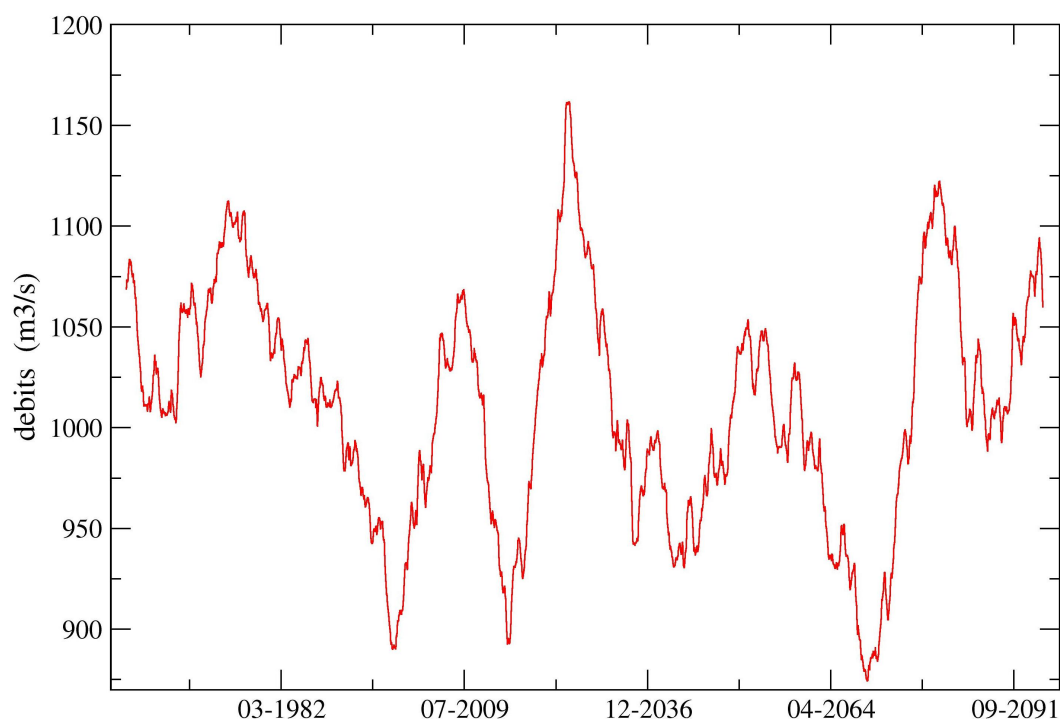


FIGURE 3.8 – Moyennes glissantes sur dix années des débits journaliers du Rhin à Bâle simulés par le modèle HBV forcé par les projections climatiques ECHAM-REMO.

aux débits écoulés dans le Rhin.

La procédure simplifiée présentée à la section 2.4 a ensuite été utilisée pour déduire à partir des débits simulés des hauteurs d'eau sur toute la longueur du Rhin entre Bâle et Lauterbourg.

### 3.4.2 Mise en œuvre des simulations

#### 3.4.2.1 Niveaux imposés et prélèvements

Au niveau des limites Nord et Sud de l'aquifère alluvial, on a gardé les mêmes niveaux piézométriques imposés qu'en temps présent, car il est difficile d'anticiper l'évolution de ces niveaux avant toute simulation.

Concernant les prélèvements industriels et pour l'alimentation en eau potable, nous ne disposons pas de scénarios sur leur évolution future dans le domaine d'étude. En conséquence on a conservé pour ces prélèvements les valeurs moyennes par mailles utilisées sur la période 1986-2002, et issues du projet Monit (cf. section 2.4).

#### 3.4.2.2 Initialisation des simulations discontinues

Pour certains modèles climatiques les variables météorologiques désagrégées ne sont disponibles que sur les périodes 1961-2000, 2046-2065 et 2081-2100. Lorsqu'on effectue des simulations hydrogéologiques en temps futur avec les sorties de ces modèles, il faut donc initialiser les niveaux piézométriques avec des valeurs probables pour la date de début de la période considérée. Ces valeurs peuvent éventuellement être assez différentes de la piézométrie mesurée en temps

présent. Dans notre cas, des tests sur la piézométrie simulée en temps présent, effectués en utilisant plusieurs initialisations des niveaux, ont montré que pour tous les piézomètres simulés, quel que soit le niveau initial utilisé, dans une fourchette raisonnable autour des niveaux mesurés, les niveaux simulés obtenus étaient les mêmes au bout de 5 ans environ.

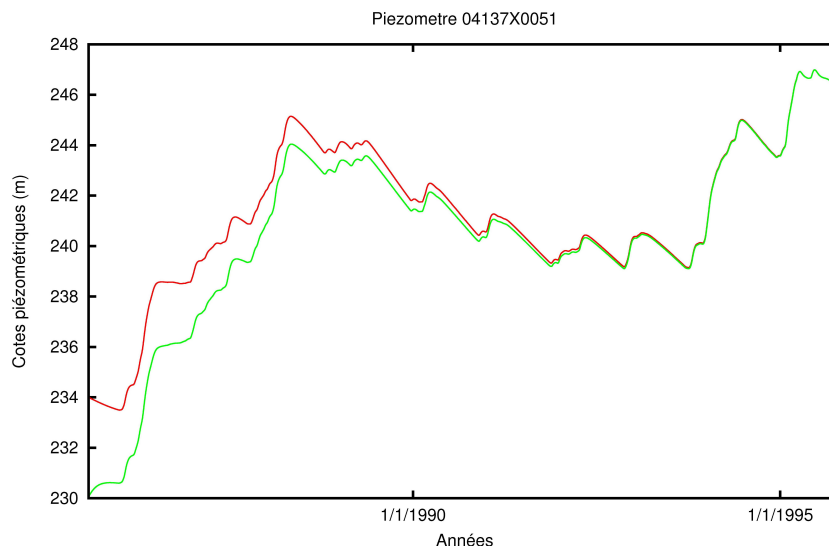


FIGURE 3.9 – Chroniques piézométriques simulées en un point de la partie Sud de la plaine, avec des jeux de paramètres identiques mais des niveaux piézométriques initiaux différents.

Les piézomètres pour lesquels la durée nécessaire pour retrouver des niveaux simulés identiques est la plus longue se trouvent proches de la limite Sud de l'aquifère, là où la nappe est la plus profonde. En effet dans cette zone le temps de réponse de la nappe à une sollicitation provenant de la surface est allongé du fait du temps de transfert à travers la zone non saturée. Cependant même dans cette zone les niveaux simulés avec des niveaux initiaux différents sont très proches au bout de 5 ans, avec des différences de l'ordre du mètre (cf. figure 3.9). Afin d'initialiser les niveaux de la nappe alluviale pour le temps futur (proche ou lointain), on a donc utilisé des périodes d'initialisation d'une durée de 5 ans, au cours desquelles les forçages météorologiques sont pris identiques à ceux des cinq premières années de la période. On se place ainsi dans des conditions climatiques similaires à celles du début de la période.

### 3.4.3 Autres évolutions environnementales

Dans l'étude d'impact du changement climatique conduite ici, nous n'avons évalué que les impacts de modifications dans les variables météorologiques induites par l'évolution du climat. Les autres évolutions induites par cette évolution ne sont pas prises en compte ici, notamment les changements de végétation qui sont fortement susceptibles d'avoir lieu.

## 3.5 Impacts simulés sur l'hydrosystème du fossé rhénan supérieur

On présente dans cette partie les impacts simulés par la chaîne de modélisation modèle climatique-désagrégation statistique-modèle hydrogéologique sur différentes variables clés de

l'hydrosystème de surface et souterrain. Ces impacts sont présentés sous la forme d'une évolution entre le temps présent tel que simulé avec les modèles climatiques (période 1961-2000), et deux périodes du temps futur, 2046-2065 pour le futur proche et 2081-2099 pour le futur lointain. On adopte ici une approche multi-modèles pour ce qui est des modèles climatiques, ce qui nous permet d'appréhender l'incertitude sur ces évolutions et la variabilité des projections qui peuvent être faites.

Les analyses des impacts hydrologiques sont faites de manière distribuée sur le bassin, et non pas seulement à son exutoire, car les écoulements à l'exutoire sont plus fortement influencés par le bassin amont du Rhin (haut Rhin et Rhin alpin). Il existe de plus des contrastes spatiaux importants au sein du bassin, liés à sa topographie et à sa géologie, dont il est intéressant d'appréhender les évolutions différentielles.

### 3.5.1 Impacts sur les bilans hydriques en surface

La figure 3.10 présente pour les sept modèles climatiques utilisés avec le scénario SRES A1B, l'évolution de l'infiltration vers l'aquifère et du ruissellement total en surface simulés par le module de bilan hyrique de MODCOU, entre le temps présent et les futurs proche et lointain. De manière générale une tendance à la baisse est simulée pour ces deux flux.

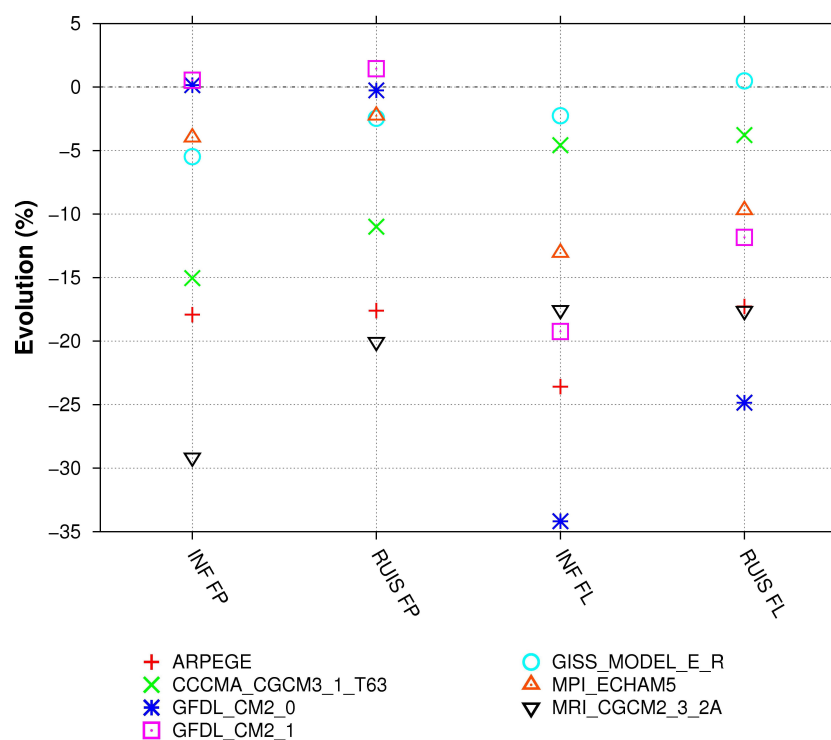


FIGURE 3.10 – Evolution en % de l'infiltration annuelle sur l'aquifère (INF) et du ruissellement annuel en surface (RUIS), pour les sept modèles climatiques avec le scénario A1B, entre le temps présent et le futur proche (FP) ou lointain (FL).

En futur proche, les modèles GFDL0 et GFDL1 donnent des évolutions quasiment nulles de l'infiltration et du ruissellement, malgré une augmentation marquée de l'ETP et une légère diminution des précipitations. Ceci est peut être lié à la saisonnalité de l'évolution des précipitations,



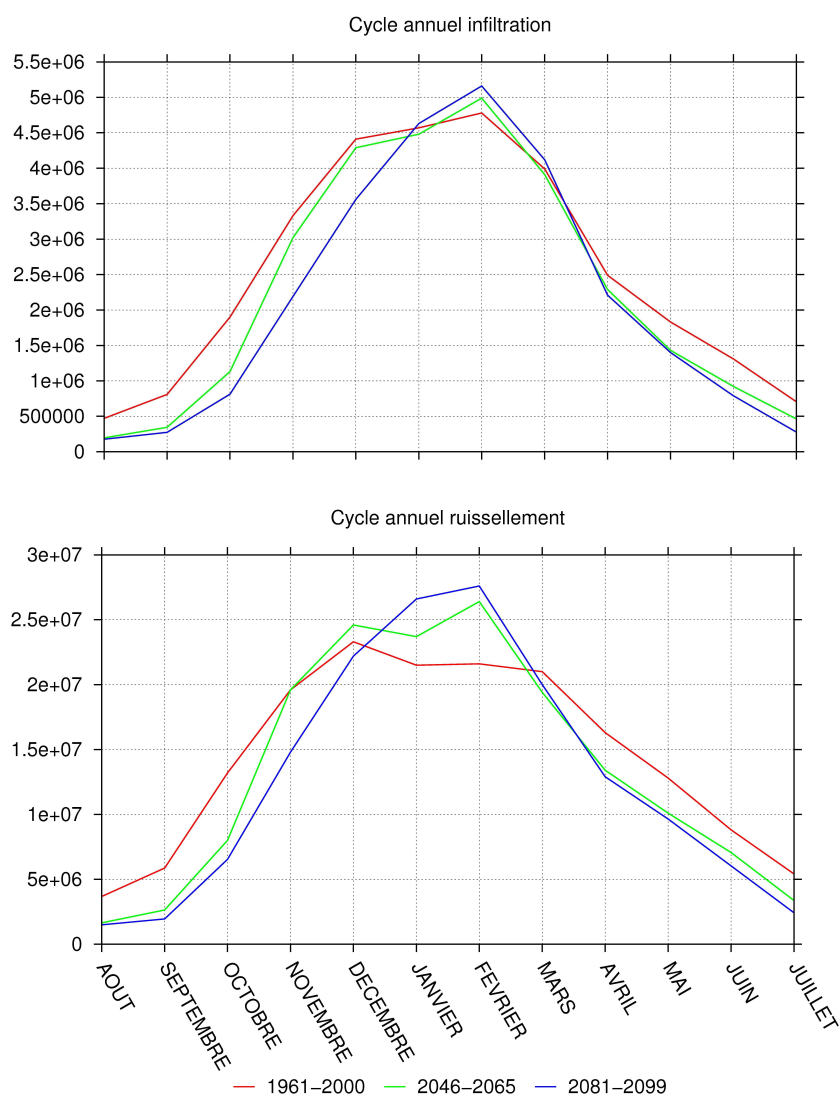


FIGURE 3.11 – Moyennes multimodèles calculées sur les sept modèles climatiques utilisant le scénario SRES A1B des volumes infiltrés vers l'aquifère et ruisselés en surface (en m³), en moyennes mensuelles interannuelles pour les périodes temps présent (1961-2000), futur proche (2046-2065) et futur lointain (2081-2099).

qui augmentent au printemps et en hiver, alors que la part de la neige dans ces précipitations hivernales diminue et que les stocks de neige sont moins durables avec l'augmentation des températures. En futur lointain, l'infiltration et le ruissellement diminuent fortement pour ces deux modèles, surtout pour GFDL0 qui projette les augmentations de l'ETP les plus fortes (-35 % pour l'infiltration et -25 % pour le ruissellement).

Le modèle ARPEGE simule des évolutions marquées de l'infiltration et du ruissellement en futur proche et en futur lointain, en lien avec une diminution des précipitations à toutes les saisons. Le modèle GISS simule quant à lui des diminutions modérées de 5.5 et 2.5 % de l'infiltration et du ruissellement en futur proche. En futur lointain, ces évolutions sont encore plus faibles avec une diminution de l'ordre de 2 % de l'infiltration et une très légère augmentation inférieure au pourcent du ruissellement. Ceci est lié à l'augmentation des précipitations sur les

massifs montagneux dans ce modèle et à une augmentation plutôt modérée de l'ETP.

Contrairement aux modèles GFDL0 et GFDL1, CCCMA donne une diminution plus importante en futur proche qu'en futur lointain pour l'infiltration et le ruissellement. Pour l'infiltration la diminution est de -15 % en futur proche et -5 % en futur lointain, et pour le ruissellement elle est proche de -11 % et -4 % respectivement. Ce modèle présente en effet une augmentation des précipitations en futur lointain dans certaines zones du bassin, alors qu'elles diminuent partout en futur proche. MPI montre les mêmes tendances que GFDL0 et GFDL1, mais avec une légère diminution de l'infiltration (-4 %) et du ruissellement (-2 %) en futur proche, et des diminutions plus faibles en futur lointain (-13 % pour l'infiltration et -10 % pour le ruissellement). MPI présente en effet une diminution plus modérée des précipitations en futur lointain, et même une légère augmentation dans certaines zones.

Le modèle MRI projette des évolutions marquées des deux variables en futur proche et en futur lointain, en particulier pour l'infiltration en futur proche, qui diminue de 30 %, en lien avec une diminution marquée des précipitations. Les précipitations augmentant dans le Sud de la plaine en futur lointain, la baisse de l'infiltration est moins importante pour cette période (-17 %).

La figure 3.11 présente les cycles annuels pour l'infiltration et le ruissellement, pour chacune des trois périodes 1961-2000, 2046-2065 et 2081-2099. Les valeurs mensuelles correspondent à des moyennes multi-modèles des moyennes mensuelles interannuelles. Un changement clair de la saisonnalité des écoulements apparaît sur ces courbes : l'infiltration et le ruissellement diminuent pour tous les mois d'avril à décembre, et augmentent en janvier et février pour le ruissellement, et février seulement pour l'infiltration. La période de recharge de l'aquifère se trouve donc encore plus concentrée sur les mois d'hiver qu'à l'actuel. Ceci est lié en partie à la diminution du stockage temporaire d'eau en surface sous forme de neige durant la période hivernale.

La part des précipitations totales représentée par ces écoulements diminue, passant de 36.5 % en moyenne à l'actuel à 35 % en futur proche, et 34 % en futur lointain, ce qui correspond à une légère augmentation de la part de l'évapotranspiration réelle dans le bilan hydrique. Cependant la dispersion entre les modèles climatiques sous scénario A1B augmente dans le futur pour ce ratio, et ce signal n'est donc pas très marqué.

### 3.5.2 Impacts sur les débits des cours d'eau

#### 3.5.2.1 Débits moyens

La figure 3.13 présente les débits moyens mensuels interannuels simulés pour les trois périodes à six stations hydrométriques, dont la répartition spatiale est présentée sur la carte de la figure 3.12. On présente à la fois les moyennes multi-modèles sur les sept modèles climatiques utilisant le scénario A1B, et pour la période 2081-2099 on présente également les valeurs minimum et maximum sur les sept modèles.

Pour les cinq stations situées à l'intérieur du bassin, on observe un changement dans la saisonnalité des débits, avec une concentration des plus forts débits sur les mois de janvier et février, et une augmentation des ces débits mensuels maximum. A l'exutoire, l'évolution par rapport au temps présent des moyennes multi-modèles des débits du Rhin est très marquée, avec une forte augmentation des débits hivernaux et une diminution importante des débits estivaux, pour lesquels on obtient des valeurs identiques à celles de la période hivernale. On voit que l'incertitude liée au modèle climatique utilisé pour la simulation du bassin du Rhin Supérieur est faible, ce qui montre que l'évolution des débits du Rhin à Lauterbourg est surtout déterminée par les évolutions sur son bassin en amont de Bâle. D'après ces projections, l'influence nivale

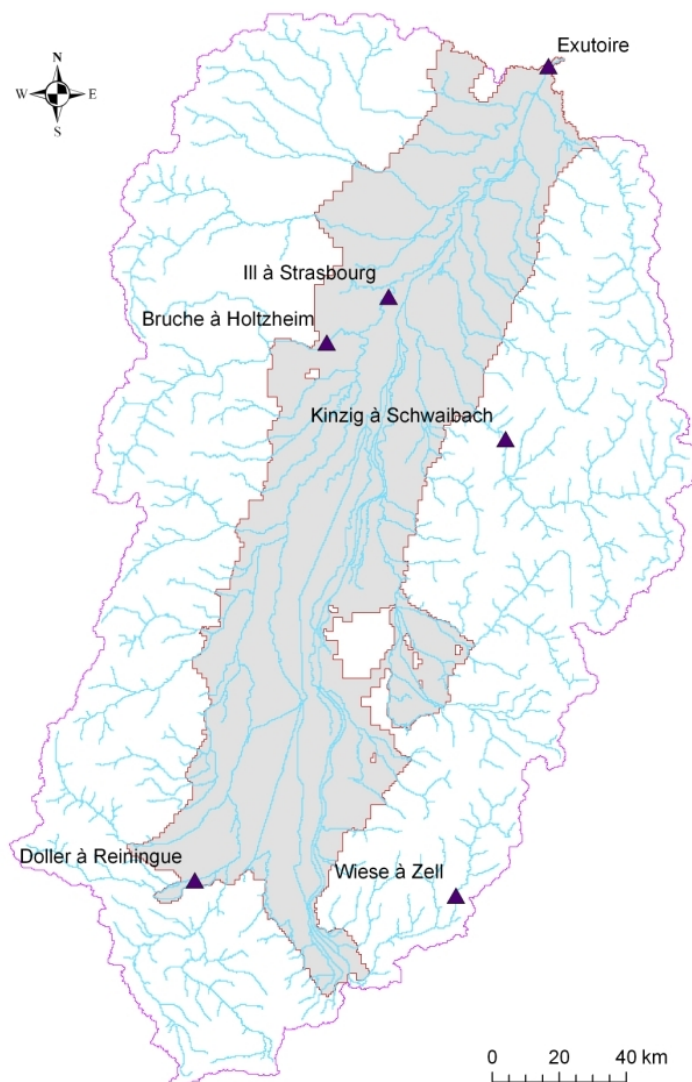


FIGURE 3.12 – Carte de situation des six stations hydrométriques pour lesquelles on présente les débits moyens mensuels interannuels simulés à la figure 3.13.

n'est donc plus prépondérante sur les débits du Rhin à Lauterbourg à l'horizon 2100, et son régime est alors dominé à parts égales par l'influence alpine et l'influence océanique.

Les cartes de la figure 3.14 présentent l'évolution par rapport au temps présent des débits moyens annuels simulés aux stations hydrométriques pour les périodes futur proche et futur lointain. Il apparaît sur cette figure que les évolutions des débits moyens projetés sont contrastées entre les sept modèles pour les deux périodes temps futur. En futur proche les modèles GFDL0, GFDL1 et GISS simulent des augmentations des débits à certaines stations de la plaine et des bassins montagneux, et des diminutions modérées pour les autres stations. Le modèle MPI projette des diminutions modérées, inférieures à 10 % à toutes les stations, sauf dans le Sundgau où il y a quelques faibles augmentations. Le modèle CCCMA projette des diminutions un peu plus marquées, jusqu'à -22 % environ et les modèles ARPEGE et MRI donnent les diminutions les

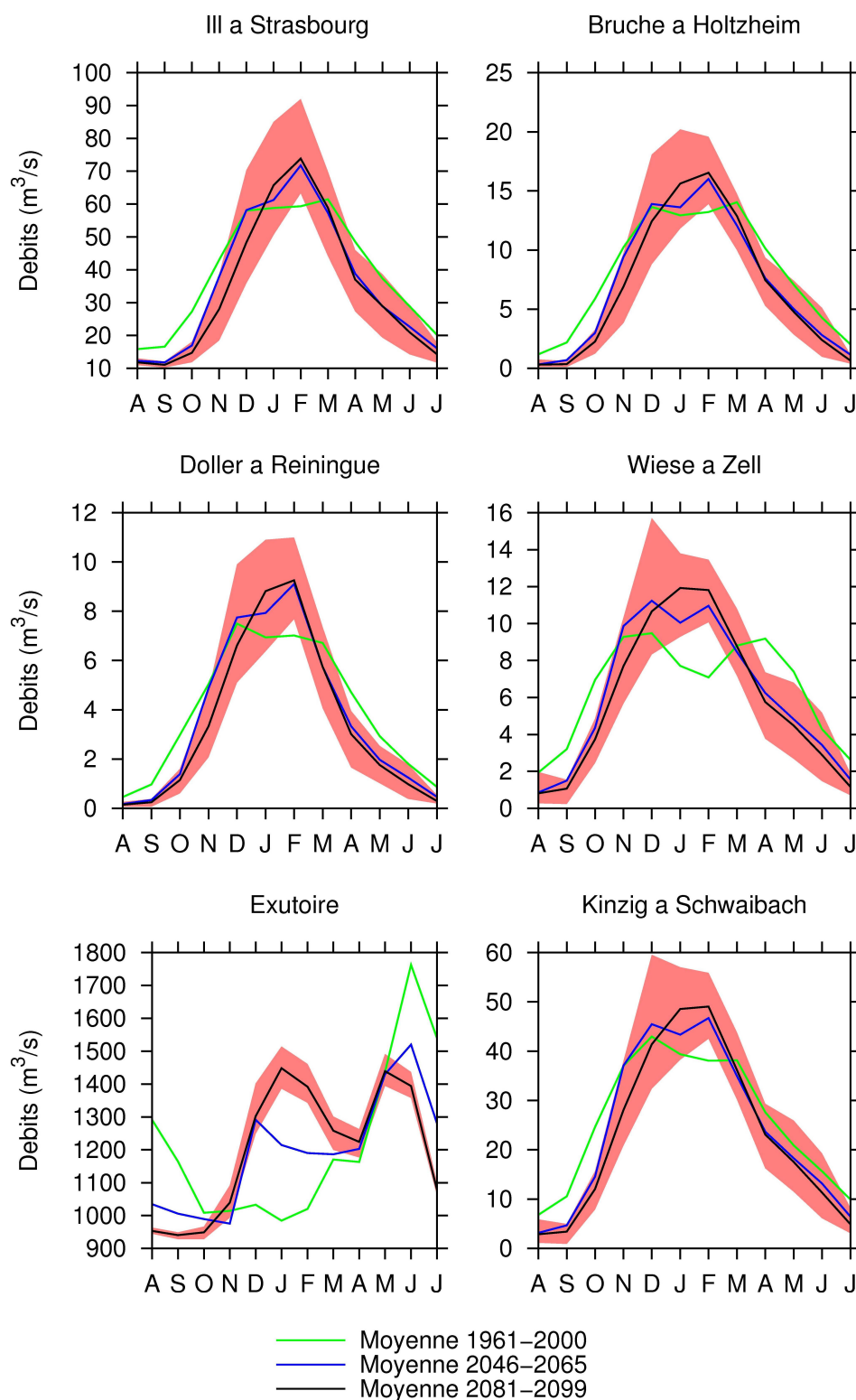


FIGURE 3.13 – Débits moyens mensuels interannuels simulés à six stations hydrométriques, pour les périodes temps présent (1961-2000), futur proche (2046-2065) et futur lointain (2081-2099). Les courbes représentent les valeurs moyennes pour les sept modèles utilisant le scénario SRES A1B et la zone colorée indiquent les valeurs minimum et maximum pour ces sept modèles, pour la période 2081-2099.

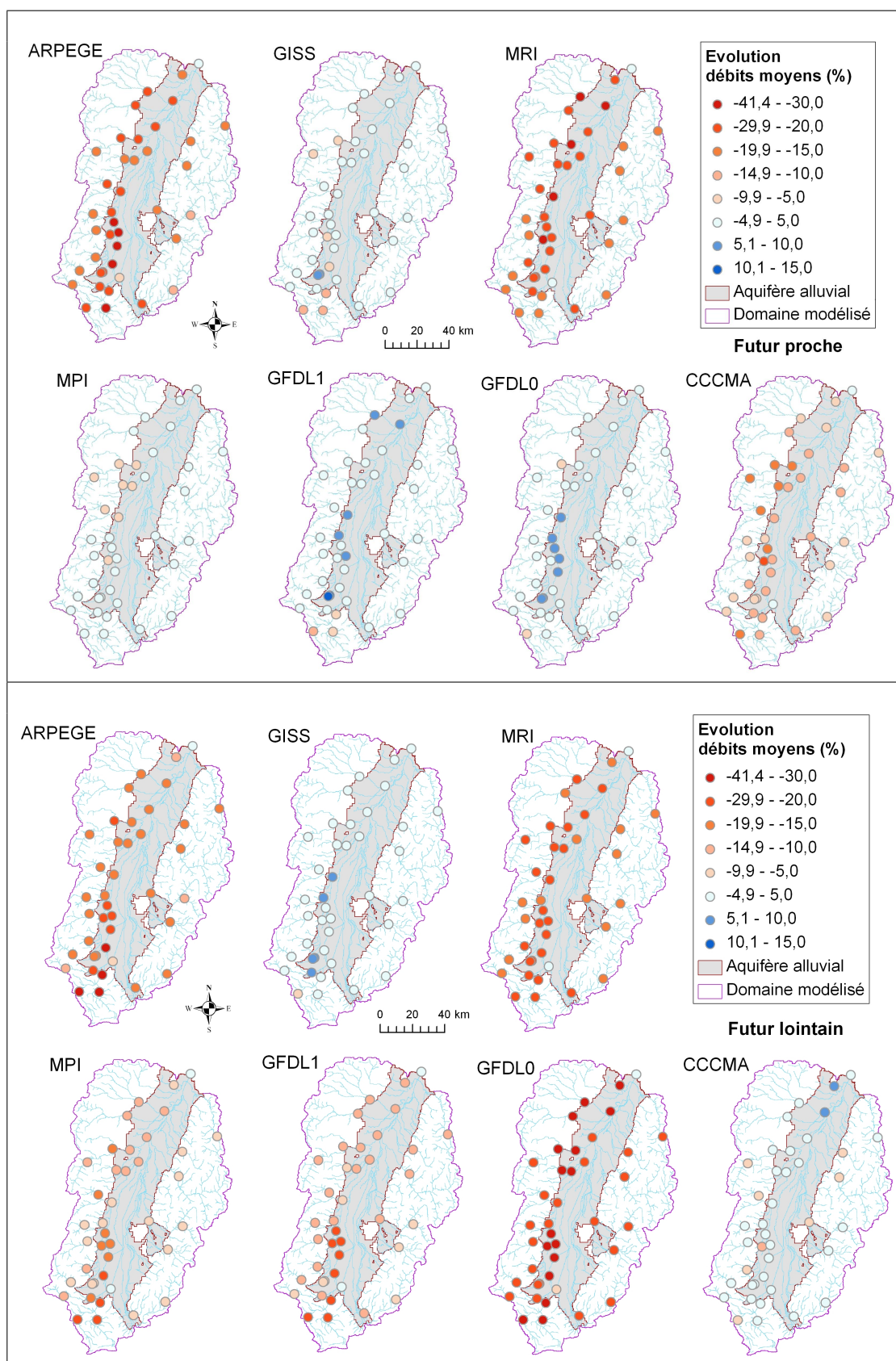


FIGURE 3.14 – Evolution des débits moyens annuels simulés aux stations hydrométriques entre la période 1961-2000 (temps présent) et les périodes 2046-2065 (futur proche, en haut) et 2081-2099 (futur lointain, en bas), avec les sept modèles climatiques utilisant le scénario SRES A1B.



plus fortes, jusqu'à -35 % dans la plaine. Pour ARPEGE les plus fortes diminutions se trouvent plutôt dans la partie Sud tandis que pour MRI elles se situent plutôt dans la partie Nord.

En futur lointain la plupart des modèles projettent des diminutions des débits moyens annuels. Seul le modèle GISS donne une augmentation des débits à la plupart des stations hydrométriques. Ces augmentations atteignent près de 10 % sur certains cours d'eau vosgiens dans la plaine. Le modèle CCCMA donne des augmentations modérées à certaines stations de la plaine, et des diminutions inférieures à -10 % pour la majorité des stations. Les autres modèles montrent des diminutions plus marquées, avec des résultats similaires pour les modèles GFDL1 et MPI où les diminutions vont jusqu'à -25 % environ, et avec les baisses de débits les plus fortes dans la partie Sud de la plaine et le Sundgau. Le modèle ARPEGE simule une répartition semblable avec les baisses les plus marquées dans la partie Sud de la plaine et le Sundgau, mais ces diminutions atteignent environ -30 %, elles sont donc moins marquées qu'en futur proche. Le modèle MRI montre les diminutions les plus fortes dans toute la plaine jusqu'à Strasbourg au Nord environ, mais aussi dans le Sundgau et les Vosges moyennes (Giessen, Bruche). Les diminutions atteignent cette fois environ -28 % et sont donc également moins marquées qu'en futur proche. Le modèle GFDL0 donne des diminutions très marquées des débits moyens dans toute la plaine, ainsi que dans le Sundgau et la partie Nord des Vosges. Ces diminutions se situent entre -30 % et -35 % à la plupart des stations de la plaine et atteignent -40 % pour deux stations.

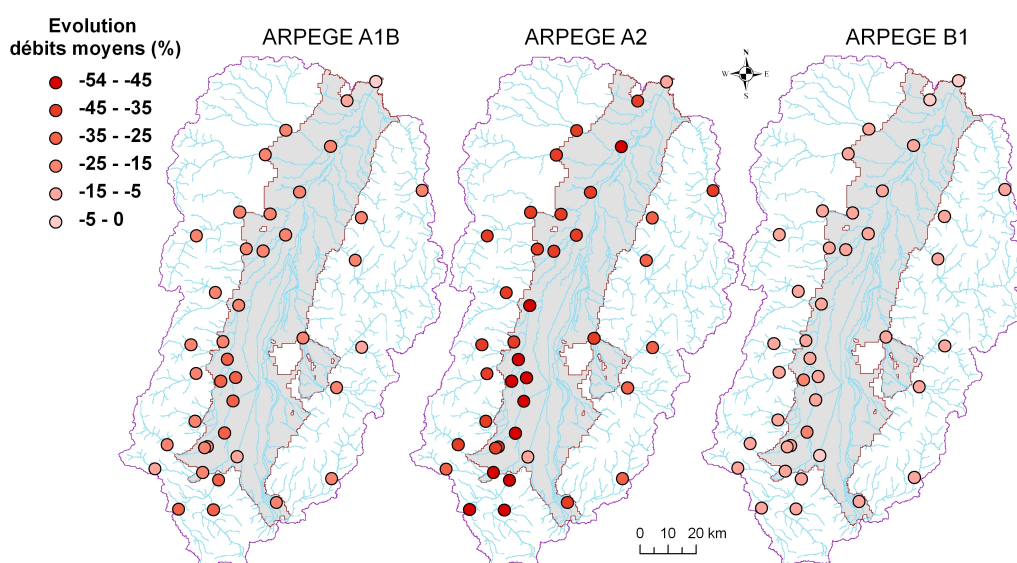


FIGURE 3.15 – Evolution des débits moyens annuels simulés aux stations hydrométriques entre la période 1961-2000 (temps présent) et la période 2081-2099 (futur lointain), avec le modèle climatique ARPEGE pour les trois scénarios SRES A1B, A2 et B1.

La figure 3.15 montre l'évolution des débits moyens aux stations hydrométriques entre la période 1961-2000 et la période 2046-2065, simulés par le modèle ARPEGE, pour les trois scénarios SRES A1B (déjà présenté à la figure 3.14), A2 et B1. Les évolutions sont contrastées entre ces trois scénarios, avec une baisse beaucoup plus forte des débits moyens sous le scénario A2, les valeurs atteignant -54 % dans le Sud de la plaine et le Sundgau. Avec le scénario B1, les baisses sont beaucoup plus modérées, de l'ordre de -14 % au plus.

### 3.5.2.2 Débits extrêmes

On s'est également intéressé aux impacts simulés sur les faibles débits par l'intermédiaire du calcul du QMNA5, correspondant au débit mensuel minimal de période de retour 5 ans. L'évolution de ce débit nous permet d'avoir une idée sur les évolutions projetées concernant la sévérité des étiages sur les cours d'eau.

La figure 3.16 présente l'évolution des QMNA5 calculés aux stations hydrométriques entre la période 1961-2000 et les périodes 2046-2065 et 2081-2099. En futur proche comme en futur lointain, les diminutions les plus importantes ont lieu sur les bassins montagneux, mais des baisses marquées sont aussi projetées dans la plaine, en particulier dans les zones de forte infiltration des cours d'eau à l'actuel. Les baisses les plus modérées sont projetées dans la partie Nord de la plaine pour tous les modèles. Le seul modèle montrant des augmentations des QMNA5 est le modèle MRI qui projette en futur proche des augmentations assez importantes sur la Largue et l'Ill dans le Sundgau et des augmentations plus modérées pour l'Ill en amont de Colmar.

Les impacts sur les débits de crue sont estimés grâce au calcul des QJXA10, correspondant au débit journalier maximum de période de retour 10 ans. La figure 3.17 présente l'évolution des QJXA10 calculés aux stations hydrométriques entre la période 1961-2000 et les périodes 2046-2065 et 2081-2099. Globalement, ces débits augmentent pour la plupart des stations hydrométriques et la plupart des sept modèles climatiques, en futur proche et lointain. Le modèle ARPEGE se distingue par des diminutions à la plupart des stations en futur proche comme en futur lointain. Ces diminutions sont plus marquées en futur proche, et sur le Sundgau et le Sud de la plaine. Ceci peut être lié à la diminution des précipitations printanières et hivernales, particulièrement marquée en futur proche (cf. figure 3.5). Le modèle donnant les plus fortes augmentations du QJXA10 en futur lointain est le modèle CCCMA, avec des débits de crues qui sont plus que doublés dans les Vosges du Sud, et sur les cours d'eau de la plaine alimentés par ces bassins montagneux. Une forte augmentation des précipitations hivernales est projetée par ce modèle climatique pour cette période (cf. figure 3.5), même si en moyenne annuelle les précipitations ont plutôt tendance à diminuer sur les Vosges (cf. figure 3.6).

Il faut cependant préciser que ces résultats sont donnés à titre indicatifs, et ne peuvent pas être vraiment représentatifs étant donné que les statistiques pour établir ces valeurs ont été calculées avec des séries de débits simulés courtes devant les périodes de retour considérées.

### 3.5.3 Impacts sur les niveaux piézométriques

La figure 3.18 présente l'évolution du niveau piézométrique moyen aux 190 piézomètres simulés par rapport au temps présent (1961-2000), pour les périodes futur proche (2046-2065) et lointain (2081-2099). Pour la plupart des piézomètres, les projections indiquent de façon homogène une tendance à la baisse. En effet les niveaux simulés diminuent très légèrement, avec une baisse inférieure à 0.7 m en futur proche et lointain. Les niveaux simulés diminuent un peu plus fortement dans la partie Sud de l'aquifère, au Sud de Colmar, les diminutions les plus fortes se trouvant à l'extrémité Sud Ouest de l'aquifère. Or on a vu que l'infiltration des rivières est très importante dans cette zone, mais aussi que les niveaux piézométriques simulés à l'actuel sont nettement sous estimés. On peut donc penser que certains processus sont mal pris en compte par le modèle dans cette zone. Les projections en temps futur sont donc d'autant plus à considérer avec prudence pour les piézomètres concernés. Pour certains modèles, en futur proche et en futur lointain, les niveaux piézométriques augmentent très légèrement le long de la bordure Est du Sundgau. Ceux-ci correspondent aux modèles pour lesquels une augmentation des précipitations

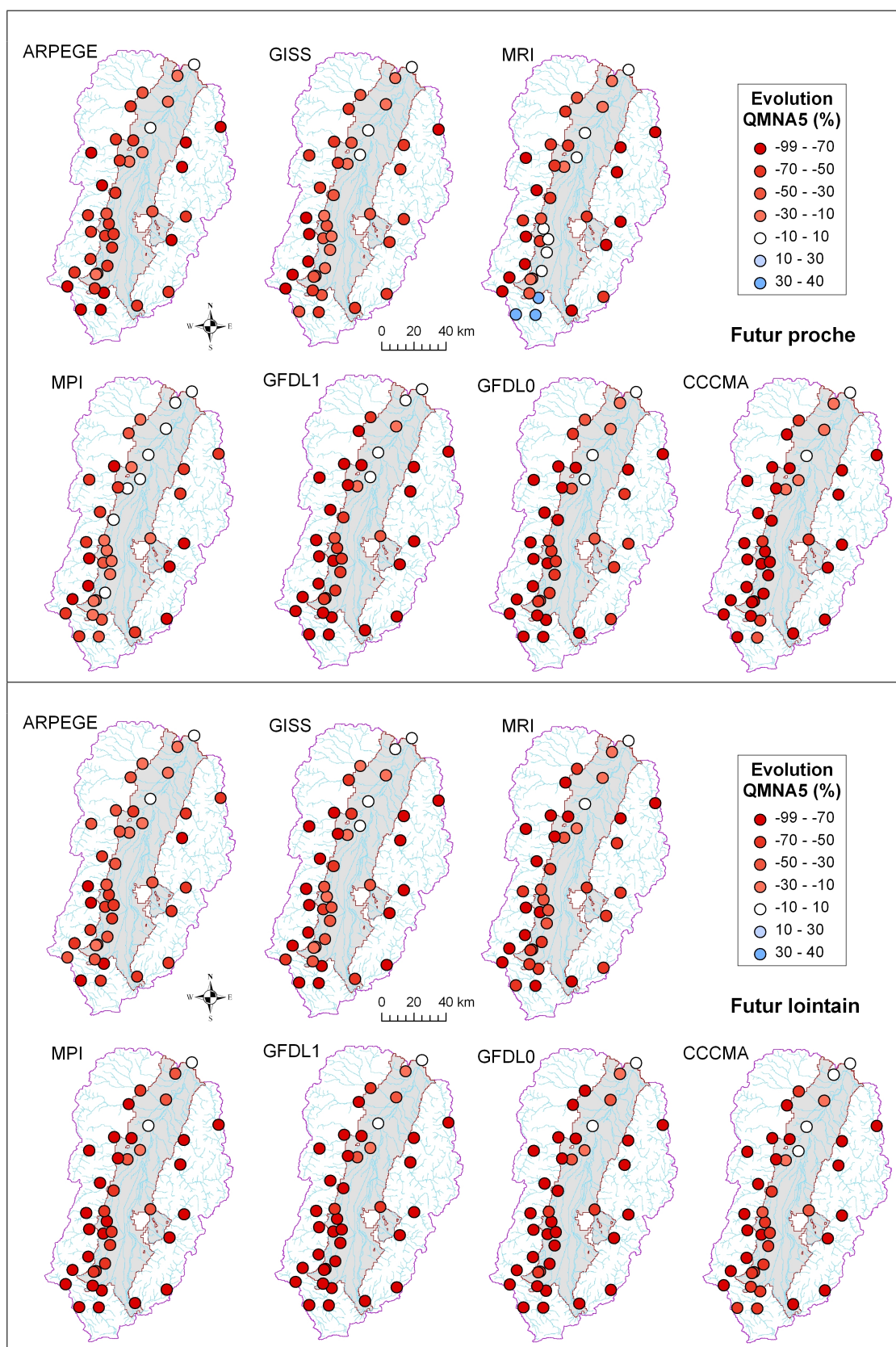


FIGURE 3.16 – Evolution des débits minimaux mensuels de période de retour 5 ans simulés aux stations hydrométriques entre la période 1961-2000 (temps présent) et les périodes 2046-2065 (futur proche, en haut) et 2081-2099 (futur lointain, en bas), avec les sept modèles climatiques utilisant le scénario SRES A1B.



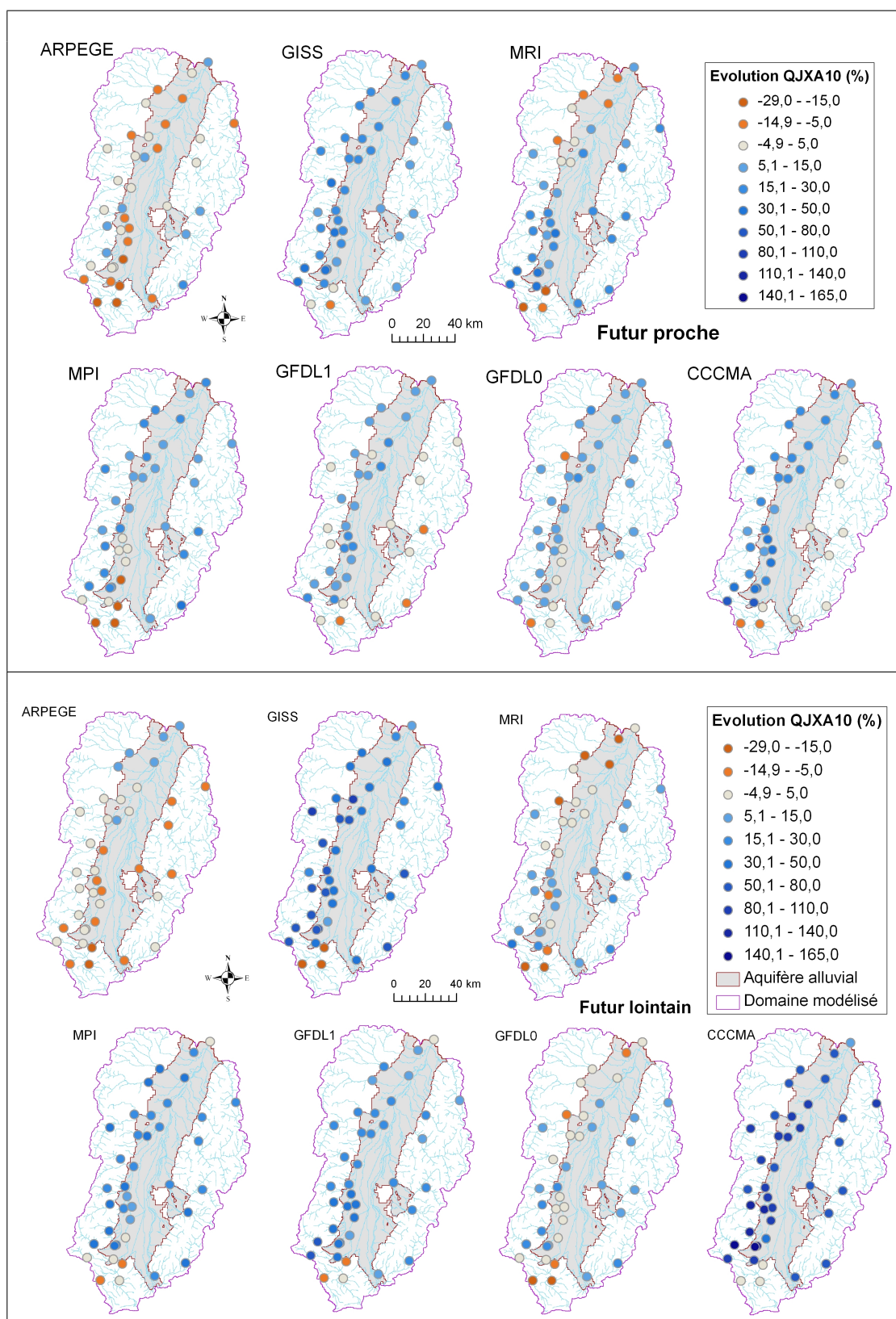


FIGURE 3.17 – Evolution des débits maximaux journaliers de période de retour 10 ans simulés aux stations hydrométriques entre la période 1961-2000 (temps présent) et les périodes 2046-2065 (futur proche, en haut) et 2081-2099 (futur lointain, en bas), avec les sept modèles climatiques utilisant le scénario SRES A1B.

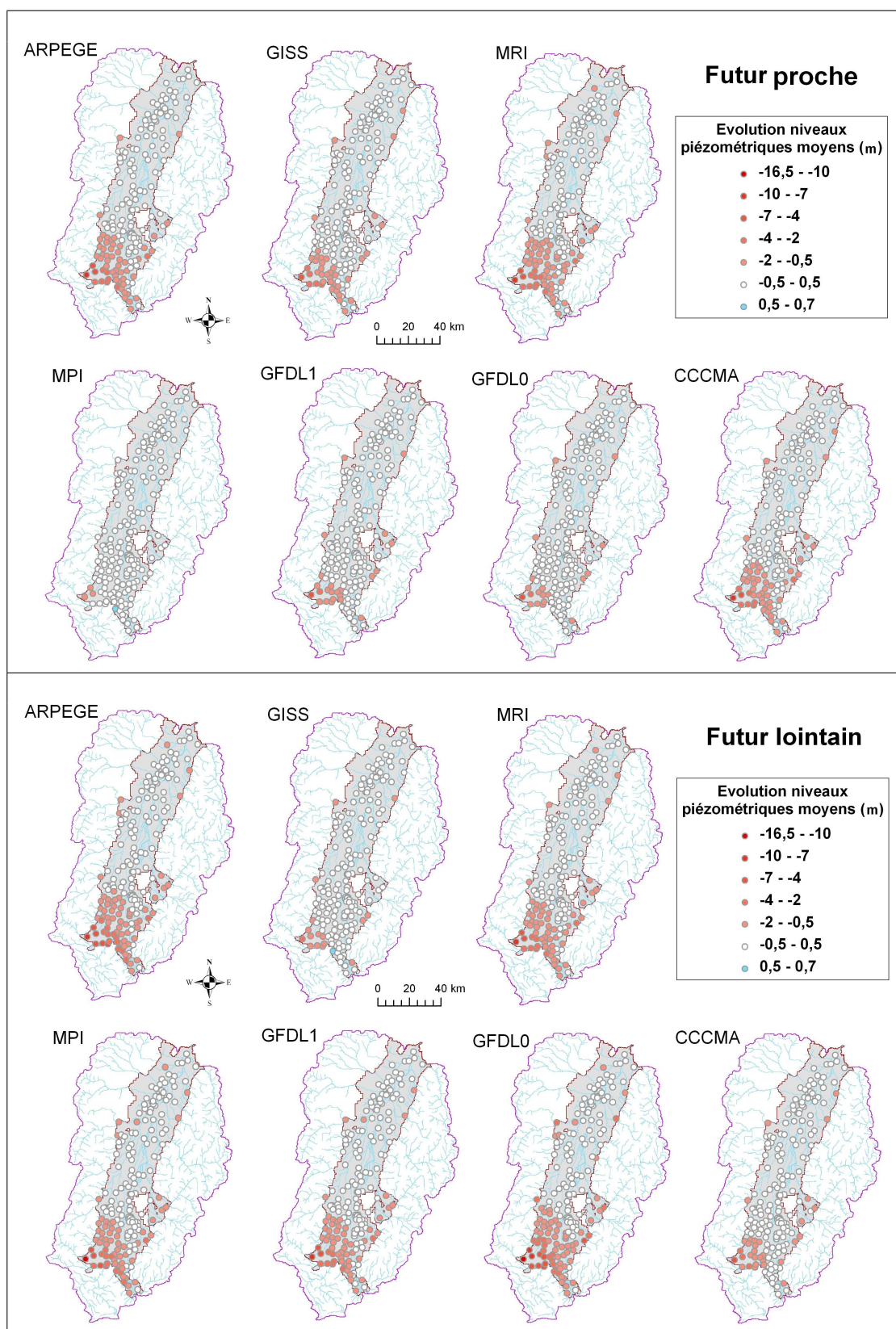


FIGURE 3.18 – Evolution des niveaux piézométriques moyens simulés aux 190 piézomètres entre la période 1961-2000 (temps présent) et les périodes 2046-2065 (futur proche, en haut) et 2081-2099 (futur lointain, en bas), avec les sept modèles climatiques utilisant le scénario SRES A1B.



est projetée sur le Sundgau. Dans la partie Nord de l'aquifère les niveaux piézométriques augmentent aussi très légèrement pour certains modèles, surtout en futur proche. Pour les modèles ARPEGE, MPI, GFDL0 et GFDL1, la baisse de la piézométrie dans la partie Sud est accentuée en futur lointain, alors qu'elle se résorbe très légèrement pour les modèles GISS, MRI et CCCMA, pour lesquels des augmentations des précipitations sont projetées dans certaines zones pour cette période.

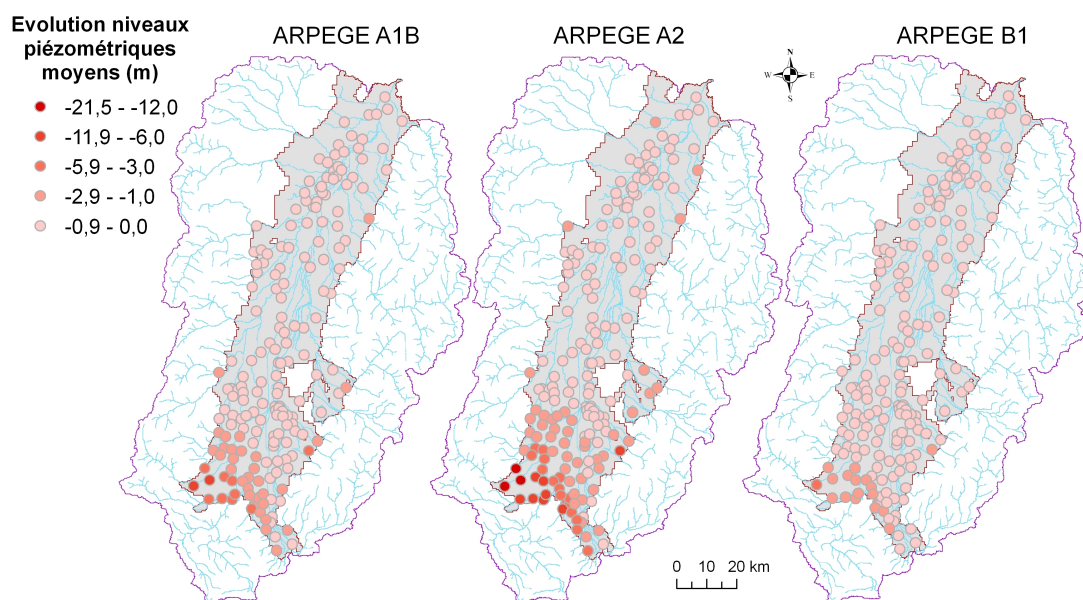


FIGURE 3.19 – Evolution des niveaux piézométriques moyens simulés aux stations hydrométriques entre la période 1961-2000 (temps présent) et la période 2081-2099 (futur lointain), avec le modèle climatique ARPEGE pour les trois scénarios SRES A1B, A2 et B1.

La figure 3.19 présente une comparaison de l'évolution des niveaux piézométriques en futur lointain pour les trois scénarios SRES A1B, A2 et B1 appliqués au modèle ARPEGE. Pour les trois scénarios, la plupart des piézomètres ont une évolution modérée avec une baisse du niveau moyen de moins de 1 m. La zone de baisse de plus grande amplitude au Sud de Colmar est plus étendue avec A2 qu'avec A1B, et au contraire moins étendue avec B1. De plus les diminutions du niveau piézométrique les plus fortes au Sud Ouest sont plus marquées avec A2 atteignant une vingtaine de mètres au lieu d'une dizaine avec A1B, et moins marquées avec B1, limitées à 5 m environ. Il faut noter cependant qu'une baisse du niveau piézométrique de 20 m dans cette zone est irréaliste, l'épaisseur mouillée de la nappe étant inférieure à 20 m à l'actuel. MODCOU ne prenant pas explicitement en compte les épaisseurs de l'aquifère, le modèle hydrogéologique ne considère pas ces limitations pour l'évolution des niveaux piézométriques.

La figure 3.21 représente les niveaux piézométriques mensuels moyens interannuels simulés en huit point de la nappe alluviale pour les trois périodes temps présent, futur proche et futur lointain, avec les sorties des sept modèles climatiques utilisant le scénario A1B. Les valeurs représentées par les courbes correspondent aux moyennes multi-modèles de ces sept modèles, et les valeurs minimum et maximum des sept modèles en chaque mois sont également représentées pour la période 2081-2099. La localisation de ces huit piézomètres est présentée à la figure 3.20. On voit que les cycles annuels varient en fonction de cette localisation, les points situés dans la

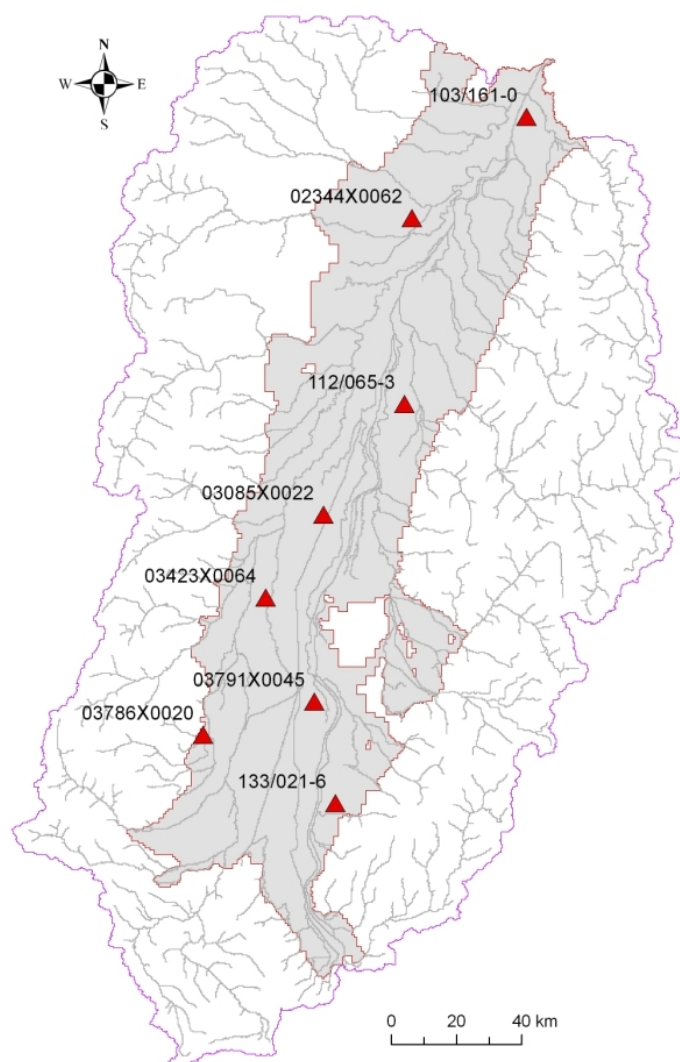


FIGURE 3.20 – Carte de situation des huit piézomètres pour lesquelles on présente les niveaux moyens mensuels interannuels simulés à la figure 3.21.

partie Sud de la plaine ayant un maximum de niveau piézométrique décalé vers les mois d'été par rapport à ceux situés au Nord. Ce décalage est particulièrement marqué pour le piézomètre situé dans la plaine de la Hardt, qui est le plus influencé par la saisonnalité des débits du Rhin. Pour tous ces points, la baisse du niveau en temps futur reste modérée, cependant on distingue deux tendances. Pour les points situés dans la partie Sud le niveau piézométrique diminue pour tous les mois, avec une baisse un peu plus marquée en automne. Pour les points situés dans la partie Nord, on trouve une baisse des niveaux en été et en automne, mais pas en hiver où les niveaux annuels maximum varient très peu par rapport à l'actuel. On note aussi que pour les piézomètres situés dans la partie Sud, la fourchette d'incertitude générée par l'utilisation de plusieurs modèles climatiques est plus large que pour les autres. Ceci est lié à la plus grande profondeur de la nappe au Sud, dont le niveau est ainsi moins contrôlé par les échanges nappes rivières. Dans la partie Nord où la nappe est sub-affleurante, une intensification des échanges permet d'amortir les variations de niveaux piézométriques.

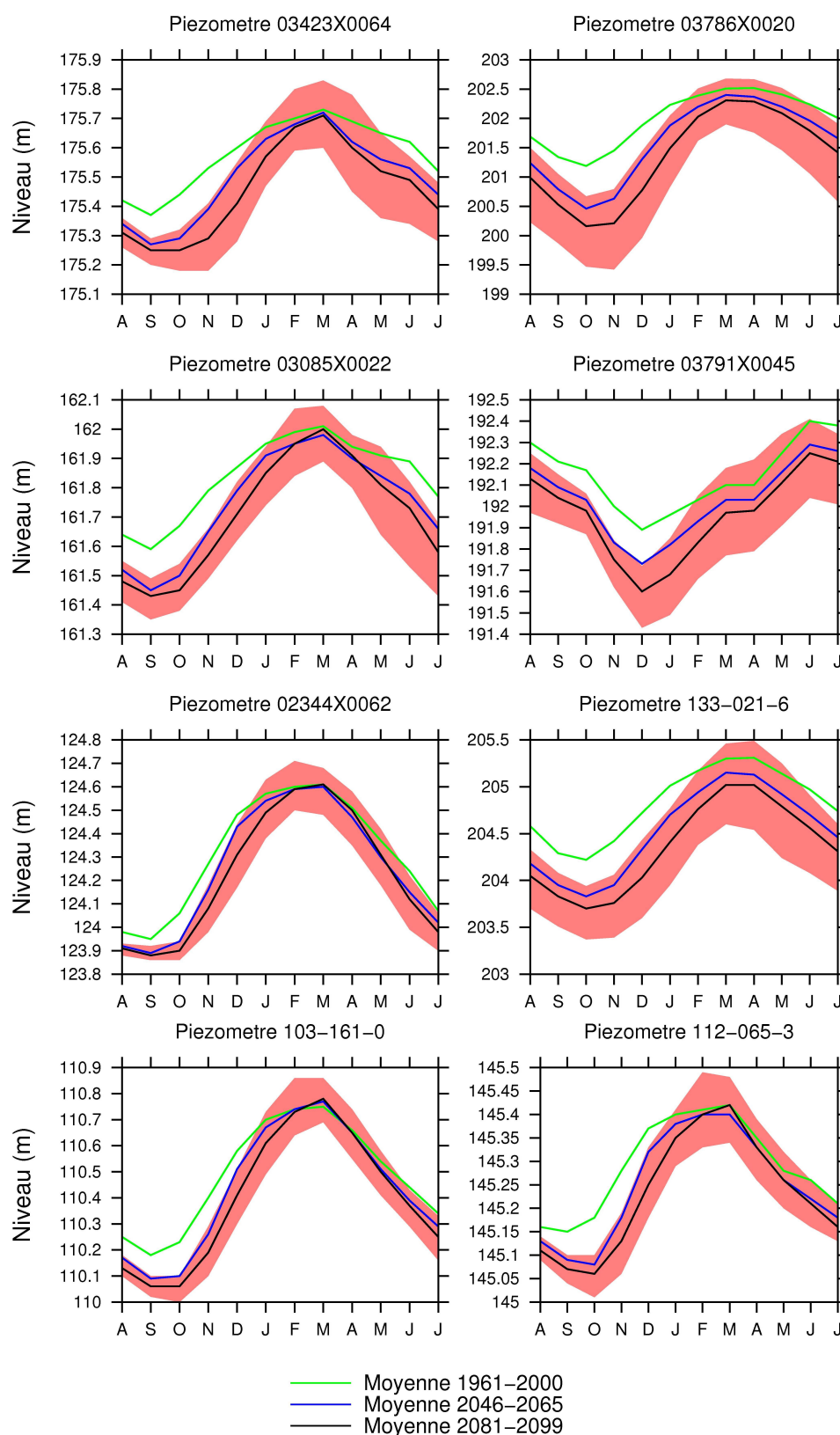


FIGURE 3.21 – Niveaux piézométriques moyens mensuels interannuels simulés en huit points, pour les périodes temps présent (1961-2000), futur proche (2046-2065) et futur lointain (2081-2099). Les courbes représentent les valeurs moyennes pour les sept modèles utilisant le scénario SRES A1B et la plage colorée indique les valeurs minimum et maximum pour ces sept modèles, pour la période 2081-2099.

### 3.5.4 Impacts sur les bilans de l'aquifère

On a également évalué les impacts des différents modèles et scénarios climatiques sur la recharge de l'aquifère. Comme on l'a vu au chapitre 2, les principales composantes de la recharge sont l'infiltration depuis les cours d'eau, l'infiltration de la pluie efficace et les flux latéraux depuis les bassins montagneux représentés par les mailles gouffres dans le modèle hydrogéologique. De plus, certains paramètres des échanges nappe-rivières ou hydrodynamiques influencent fortement l'intensité de l'infiltration des cours d'eau et donc de la recharge (cf. chapitre 2). On a donc testé ici l'influence de ces paramètres sur l'évolution de la recharge de l'aquifère sous changement climatique. Pour cela, des simulations forcées par les sorties de plusieurs modèles climatiques ont été menées en temps présent et futur en modifiant les valeurs de plusieurs paramètres. On a choisi pour cela les valeurs de paramètres qui modifiaient le plus le bilan de l'aquifère en temps présent, c'est-à-dire  $Q_{lim} = 25$  L/s et  $T_p = 0.5$  m<sup>2</sup>/s. On a également testé la distribution de porosités MoNit puisqu'on a vu que cette répartition permettait d'améliorer certains aspects de la piézométrie en temps présent (cf. section 2.4.4.3). Ces différents paramètres ont été testés avec les sorties de trois modèles climatiques seulement, sous scénario A1B : le modèle ARPEGE, qui présente des diminutions marquées des précipitations et une augmentation modérée de l'ETP, le modèle GFDL0 qui présente les plus fortes diminutions de précipitations en futur lointain et également les plus fortes augmentations de l'ETP, et qui constitue donc un extrême sec, et le modèle GISS qui présente au contraire des augmentations des précipitations sur les montagnes et une augmentation assez modérée de l'ETP, et constitue donc un extrême humide.

Les résultats sont présentés aux figures 3.22 et 3.23. La figure 3.22 représente pour chacun des modèles testés (modèles climatiques, scénarios SRES, paramétrisation du modèle hydrogéologique) l'intensité des trois composantes de la recharge en temps présent (1961-2000), en futur proche (2046-2065) et en futur lointain (2081-2099). Cette figure montre que la recharge diminue pour la plupart des modèles, mais que l'infiltration des rivières reste malgré tout largement prédominante dans tous les cas. La figure 3.23 indique l'évolution relative de ces composantes entre le temps présent et les futurs proche (2046-2065) et lointain (2081-2099). Cette figure montre que le terme d'infiltration des cours d'eau, qui diminue dans tous les cas, présente l'évolution la moins variable entre les différents modèles. De plus sa diminution est limitée dans tous les cas, à -7 % en futur proche, et -15 % en futur lointain.

L'évolution du terme de recharge par les précipitations est beaucoup plus variable entre les différents modèles. Ce terme diminue dans tous les cas, mais cette diminution varie de -2 % pour les modèles GFDL0 et GFDL1 à -33 % pour le modèle MRI en futur proche, et de -5 % pour le modèle GISS à -43 % pour le modèle ARPEGE avec le scénario A2 en futur lointain. L'influence du scénario d'émissions de gaz à effet de serre est très marquée puisque la diminution de la recharge par les précipitations est de -25 % pour ARPEGE avec le scénario A1B et de -7 % avec le scénario B1. Le terme de recharge par les mailles gouffres évolue aussi de façon assez différente entre les modèles, montrant une augmentation jusqu'à 4 % pour certains modèles, et une diminution jusqu'à -37 % pour d'autres. La diminution du stock de neige est favorable à l'augmentation de la recharge de l'aquifère par ces flux latéraux.

On voit donc que la part de l'infiltration des cours d'eau dans la recharge totale augmente dans ces projections sous changement climatique. Ceci est cohérent avec une baisse globale des niveaux piézométriques, qui induit une plus grande infiltration de l'eau des rivières à volume d'eau disponible en rivière équivalent. Ce phénomène a pour effet de limiter la baisse du niveau piézométrique par rapport à ce qu'elle aurait pu être sans ce rôle tampon des échanges nappe-rivières.

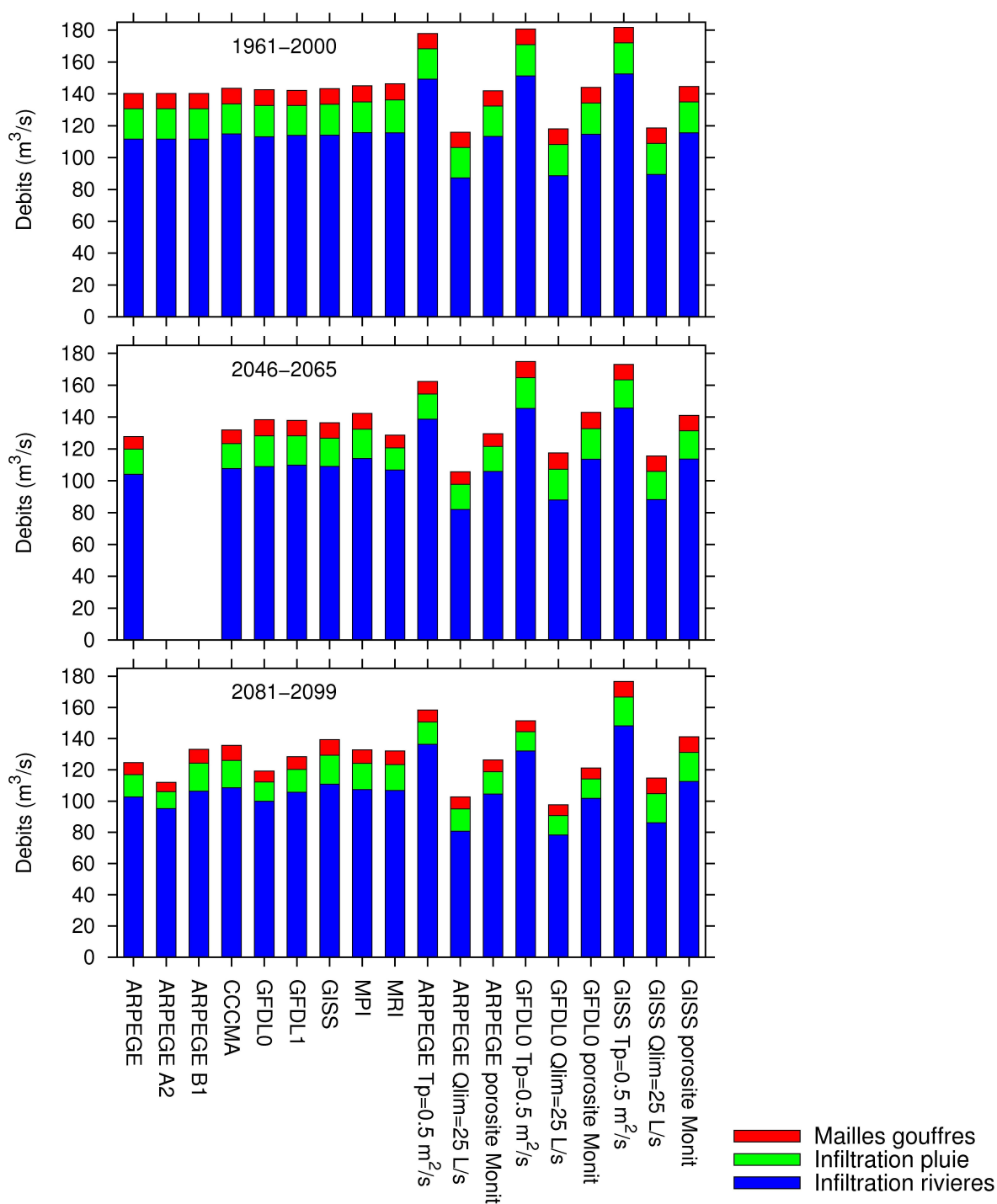


FIGURE 3.22 – Bilans de la recharge de l'aquifère en temps présent (en haut), en futur proche (au milieu) et en futur lointain (en bas) pour les différents modèles climatiques, scénarios SRES et paramètres hydrodynamiques testés.

On remarque à l'inverse que les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère ont peu d'influence sur l'évolution des termes de la recharge. En effet le seul terme influencé par ces paramètres est l'infiltration des cours d'eau, qui évolue peu pour les modèles testés. On voit cependant que

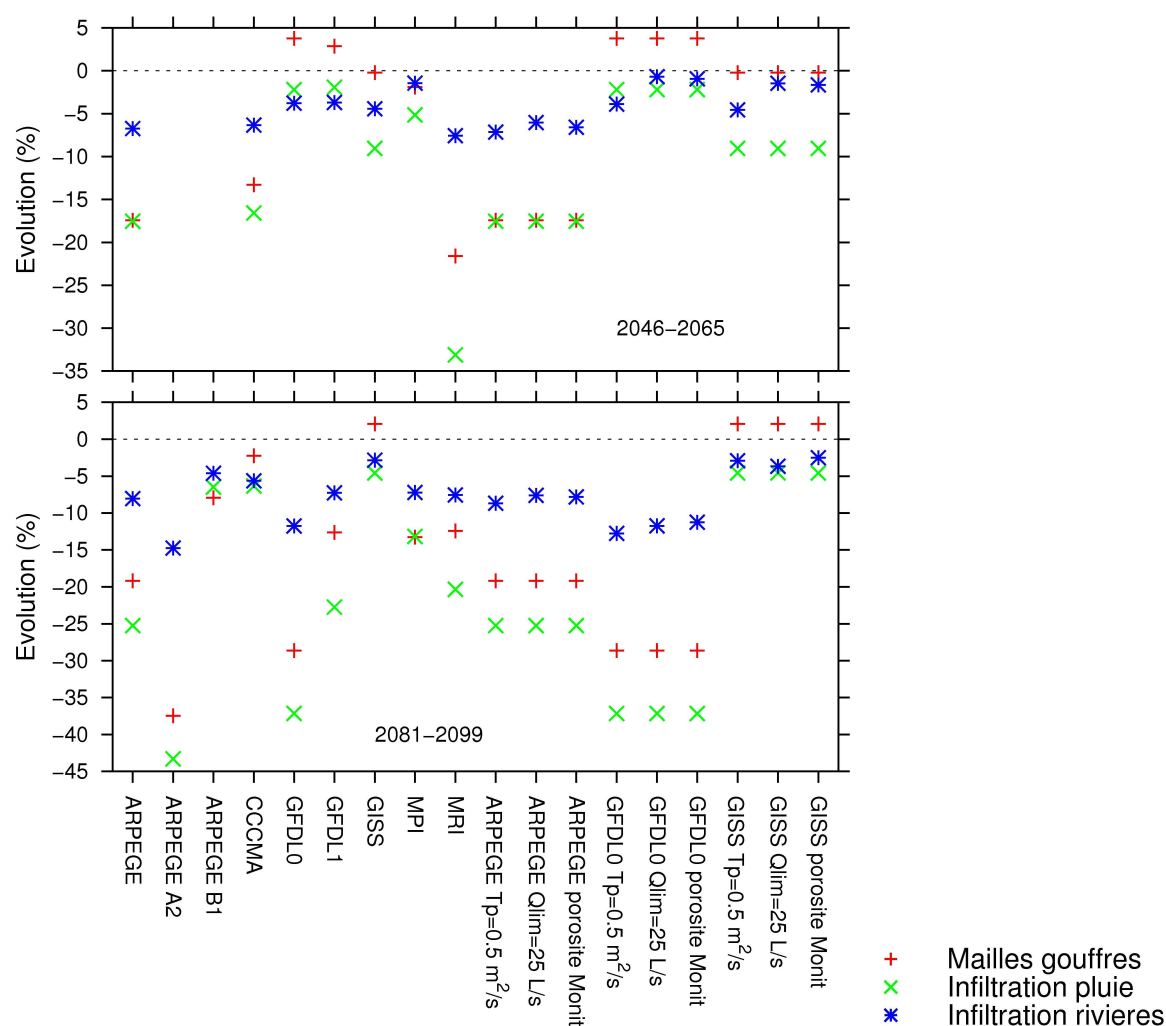


FIGURE 3.23 – Evolution des différentes composantes de la recharge pour les futurs proche (en haut) et lointain (en bas) par rapport au temps présent, obtenues pour les différents modèles climatiques, scénarios SRES et paramètres hydrodynamiques testés.

pour les modèles ARPEGE, GFDL0 et GISS la valeur  $Q_{lim} = 25$  L/s limite la diminution de cette composante de la recharge. Pour GFDL0 et GISS les porosités MoNit limitent aussi cette diminution.

### 3.6 Analyse des incertitudes sur la recharge de l'aquifère

Dans cette partie on cherche à déterminer au sein de la chaîne de modélisation utilisée les éléments sources de l'incertitude sur la recharge de l'aquifère projetée pour le temps futur. Pour analyser l'importance relative de chaque élément de la chaîne scénario d'émissions-modèle climatique-paramétrisation hydrodynamique, il faut disposer des résultats pour toutes les combinaisons possibles de ces trois éléments. Or l'ensemble des simulations n'a pas pu être réalisé en raison du coût en calcul important des simulations climatiques.

Dans notre cas on dispose de sept modèles climatiques, trois scénarios SRES et quatre jeux de



paramètres hydrodynamiques, sur deux périodes futures, 2046-2065 (futur proche) et 2081-2099 (futur lointain). Le nombre de cas possibles est donc de quatre-vingt quatre pour chaque période. Or nous avons testé seulement seize cas pour le futur proche, et dix-huit pour le futur lointain, les sorties du modèle climatique ARPEGE pour les scénarios A2 et A1B n'étant disponibles qu'en futur lointain. Les tableaux 3.3 et 3.4 présentent les valeurs de l'évolution de la recharge projetées en futur proche et en futur lointain respectivement, pour les cas testés pour chacune de ces périodes. La recharge de la nappe inclut l'infiltration des précipitations efficaces, les écoulements de subsurface latéraux, les flux entrant par les limites à potentiels imposés et l'infiltration des rivières.

SRES	GCM	Paramètres hydrodynamiques			
		REF	$T_P$	$Q_{lim}$	Porosité
A1B	ARP	-8.903	-8.774	-8.848	-8.770
A1B	GFDL0	-3.003	-3.234	-0.591	-0.809
A1B	GFDL1	-3.007	nd	nd	nd
A1B	MPI	-1.974	nd	nd	nd
A1B	MRI	-12.124	nd	nd	nd
A1B	CCCMA	-8.122	nd	nd	nd
A1B	GISS	-4.748	-4.760	-2.359	-2.343

TABLE 3.3 – Valeurs disponibles de l'évolution de la recharge de la nappe en futur proche, en pourcentage par rapport au temps présent, telles qu'estimées par les différentes projections et avec différent jeux de paramètres. « nd » signifie valeur non disponible.

La méthode employée pour évaluer les sources d'incertitude consiste à reconstituer les valeurs du flux de recharge pour les simulations qui n'ont pas été menées, c'est-à-dire ici pour les combinaisons scénario d'émissions-modèle climatique-paramétrisation hydrodynamique non testées, à partir des valeurs obtenues pour les cas testés. La méthodologie utilisée est détaillée par Déqué et al. (2007) et se base sur la méthode des décompositions de Kendall et al. (1977).

On utilise l'estimation des moyennes pour une variable, qui est ici l'évolution de la recharge de l'aquifère. Cette variable est notée  $X_{ijk}$ , l'indice  $i$  correspondant au jeu de paramètres hydrodynamiques,  $j$  aux trois scénarios SRES et  $k$  aux sept modèles de climat disponibles. La moyenne de tous les cas possibles pour un indice  $i$  (ou jeu de paramètres hydrodynamiques) donné est notée  $X_{i..}$ . On fait alors l'approximation suivante :  $X_{ij.} = X_{i..} + X_{.j.} - X_{...}$ . En généralisant ceci, chaque valeur  $X_{ijk}$  manquante peut être reconstituée à partir des moyennes disponibles. Ce procédé itératif converge assez rapidement. En notant  $V_P$ ,  $V_S$  et  $V_G$  les variances associées respectivement aux paramètres hydrodynamiques, aux scénarios SRES et aux modèles de circulation générale, la variance totale s'écrit  $V = V_P + V_S + V_G + V_{PS} + V_{SG} + V_{PG} + V_{PSG}$ , avec  $V_P = \sum_{i=1,3} (X_{i..} - X_{...})^2$  et  $V_{PS} = \sum_{j=1,3} (X_{ij.} - X_{i..} - X_{.j.} + X_{...})^2$ .

Une fois les valeurs manquantes complétées (cf. tableaux 3.5 et 3.6) on peut calculer l'évolution moyenne pour tous les cas de la recharge de l'aquifère, ainsi que l'écart type de cette évolution, et on peut également analyser l'origine des principales incertitudes. On obtient ainsi une diminution de la recharge de la nappe de  $-5.4 \pm 3.8$  % pour la période 2046-2065. L'analyse des variances (tableau 3.7) montre que la part de la variance associée aux paramètres hydrodynamiques est très faible, et que l'incertitude provient essentiellement de la dispersion dans les projections climatiques. L'analyse des résultats pour la période 2081-2099 permet d'intégrer en plus l'impact des scénarios d'émission de gaz à effet de serre puisqu'on dispose pour cette période

SRES	GCM	Paramètres hydrodynamiques			
		REF	$T_P$	$Q_{lim}$	Porosité
A1B	ARP	-11.119	-10.999	-11.452	-10.924
A1B	GFDL0	-16.360	-16.194	-17.306	-15.936
A1B	GFDL1	-9.635	nd	nd	nd
A1B	MPI	-8.402	nd	nd	nd
A1B	MRI	-9.659	nd	nd	nd
A1B	CCCMA	-5.466	nd	nd	nd
A1B	GISS	-2.731	-2.800	-3.334	-2.473
A2	ARP	-20.118	nd	nd	nd
A2	GFDL0	nd	nd	nd	nd
A2	GFDL1	nd	nd	nd	nd
A2	MPI	nd	nd	nd	nd
A2	MRI	nd	nd	nd	nd
A2	CCCMA	nd	nd	nd	nd
A2	GISS	nd	nd	nd	nd
B1	ARP	-5.102	nd	nd	nd
B1	GFDL0	nd	nd	nd	nd
B1	GFDL1	nd	nd	nd	nd
B1	MPI	nd	nd	nd	nd
B1	MRI	nd	nd	nd	nd
B1	CCCMA	nd	nd	nd	nd
B1	GISS	nd	nd	nd	nd

TABLE 3.4 – Valeurs disponibles de l'évolution de la recharge de la nappe en futur lointain, en pourcentage par rapport au temps présent, telles qu'estimées par les différentes projections et avec différent jeux de paramètres. « nd » signifie valeur non disponible. Le nombre de cas possibles augmente par rapport au futur proche du fait de la prise en compte des 3 scénarios SRES.

SRES	GCM	Paramètres hydrodynamiques			
		REF	$T_P$	$Q_{lim}$	Porosité
A1B	ARP	-8.903	-8.774	-8.848	-8.770
A1B	GFDL0	-3.003	-3.234	-0.591	-0.809
A1B	GFDL1	-3.007	-3.448	-1.792	-1.833
A1B	MPI	-1.974	-2.415	-0.759	-0.800
A1B	MRI	-12.124	-12.565	-10.909	-10.950
A1B	CCCMA	-8.122	-8.563	-6.907	-6.948
A1B	GISS	-4.748	-4.760	-2.359	-2.343

TABLE 3.5 – Même légende que le tableau 3.3, mais une fois les valeurs manquantes reconstituées.

des projections du modèle climatique ARPEGE avec les scénarios A1B, A2 et B1. A nouveau, l'impact des paramètres hydrodynamiques sur la recharge est faible, limité à moins de 1 % de la variance totale. La source principale d'incertitude est due aux scénarios SRES, la part de

SRES	GCM	Paramètres hydrodynamiques			
		REF	$T_P$	$Q_{lim}$	Porosité
A1B	ARP	-11.119	-10.999	-11.452	-10.924
A1B	GFDL0	-16.360	-16.194	-17.306	-15.936
A1B	GFDL1	-9.635	-9.929	-10.628	-9.709
A1B	MPI	-8.402	-8.696	-9.395	-8.476
A1B	MRI	-9.659	-9.953	-10.652	-9.733
A1B	CCCMA	-5.466	-5.760	-6.459	-5.540
A1B	GISS	-2.731	-2.800	-3.334	-2.473
A2	ARP	-20.118	-19.553	-20.006	-19.478
A2	GFDL0	-26.805	-26.255	-27.367	-25.997
A2	GFDL1	-19.865	-19.764	-20.464	-19.544
A2	MPI	-18.632	-18.531	-19.231	-18.311
A2	MRI	-19.889	-19.788	-20.488	-19.568
A2	CCCMA	-15.696	-15.595	-16.295	-15.375
A2	GISS	-13.176	-12.861	-13.395	-12.534
B1	ARP	-5.102	-4.537	-4.990	-4.462
B1	GFDL0	-11.789	-11.239	-12.351	-10.981
B1	GFDL1	-4.849	-4.748	-5.448	-4.528
B1	MPI	-3.616	-3.515	-4.215	-3.295
B1	MRI	-4.873	-4.772	-5.472	-4.552
B1	CCCMA	-0.680	-0.579	-1.279	-0.359
B1	GISS	1.840	2.155	1.621	2.482

TABLE 3.6 – Même légende que le tableau 3.4, mais une fois les valeurs manquantes reconstituées.

la variance expliquée par ces scénarios représentant plus du double de celle expliquée par les modèles climatiques.

Type de variance	Futur proche	Futur Lointain
Paramètres	4.02	0.21
GCM	94.97	28.28
SRES		71.38
Paramètres-GCM	1.01	0.03
Paramètres-SRES		0.01
SRES-GCM		0.09
Paramètres-SRES-GCM		0.00

TABLE 3.7 – Pourcentages de la variance totale liés aux différentes composantes.

Ces résultats sont assez différents de ceux obtenus dans le cadre du projet RExHySS (Habets et al., 2011), pour lequel les scénarios SRES avaient un impact plus limité. Cependant dans RExHySS seuls deux scénarios SRES avaient été testés, les scénarios A2 et A1B, ce qui est susceptible de réduire la dispersion. Nous avons testé cette hypothèse en réalisant une nouvelle estimation des variances excluant le scénario B1, qui est probablement trop optimiste pour

représenter une évolution réaliste du climat futur. On obtient alors une part de 58 % de la variance expliquée par les scénarios SRES, et de 42 % par les modèles climatiques. L'influence des scénarios sur le bassin du Rhin Supérieur reste donc prédominante. Il faut cependant noter que l'incertitude liée à ces scénarios a été estimée à partir d'un seul modèle climatique, ce qui augmente l'incertitude sur ce résultat. En intégrant l'ensemble des scénarios, l'impact du changement climatique sur la recharge de la nappe alluviale du Rhin conduit à une réduction de celle-ci de  $10.8 \pm 7.4$  % (cf. tableau 3.6). Cette diminution est de  $-13.95 \pm 6.1$  % si on ne prend pas en compte le scénario B1. Ainsi, l'analyse de l'impact du changement climatique montre qu'une diminution de la recharge de l'aquifère est projetée dès le milieu du 21<sup>ème</sup> siècle. L'incertitude sur l'amplitude de cette réduction est conséquente, cependant le signe de cet impact est homogène pour tous les cas testés. Seule la valeur reconstituée pour le modèle climatique GISS avec le scénario SRES B1 projette une augmentation de la recharge en fin de siècle. Par ailleurs l'incertitude sur certains paramètres hydrodynamiques semble avoir peu d'impact sur cette évolution.

### 3.7 Conclusions

Les simulations menées grâce aux projections des modèles climatiques nous permettent de dégager quelques grandes tendances pour l'évolution future de l'hydrosystème du fossé rhénan supérieur.

Concernant les forçages, les différents modèles climatiques projettent des évolutions contrastées des précipitations sur le domaine étudié. Globalement, on a cependant une augmentation marquée des précipitations hivernales, et une diminution marquée des précipitations estivales. Les précipitations annuelles sont caractérisées par une légère baisse. Pour tous les modèles climatiques, l'ETP et les températures augmentent en toutes saisons, et surtout en automne pour l'ETP.

Ces évolutions météorologiques sont traduites en termes d'écoulement par le modèle MOD-COU, par une diminution de l'infiltration vers l'aquifère et du ruissellement de surface. Certains modèles plus humides projettent cependant une évolution quasi-nulle de ces écoulements. On constate aussi une évolution de leurs cycles annuels avec une concentration des plus forts écoulements sur les mois d'hiver, et une baisse pour les autres mois. Ceci peut faire craindre des étiages plus sévères et des crues ou des remontées de nappe plus importantes.

Les cycles annuels des débits mensuels des cours d'eau suivent des évolutions similaires, les forts débits se trouvant plus concentrés sur les mois d'hiver par rapport à l'actuel. Les débits moyens simulés aux stations hydrométriques ont globalement tendance à la diminution, même si les modèles climatiques les plus humides projettent des augmentations de ces débits. De plus ces diminutions sont assez fortes dans la plaine, où l'infiltration des cours d'eau vers la nappe constitue un processus de recharge important de celle-ci.

Concernant l'évolution de la nappe alluviale, tous les modèles simulent une baisse de la recharge, et des baisses assez limitées des niveaux piézométriques, inférieures au mètre. Ces baisses sont un peu plus marquées dans la partie extrême Sud-Ouest de la plaine, mais la piézométrie de cette zone était déjà mal reproduite à l'actuel avec les données météorologiques observées. Il faut noter que même si la baisse de la piézométrie est faible, cette évolution peut avoir un impact négatif pour l'équilibre de zones humides entretenues par la proximité du toit de la nappe au sol. De plus la reprise évaporative directe d'eau de la nappe, qui peut être

significative dans les zones où celle-ci est sub-affleurante, n'est pas prise en compte dans le modèle hydrogéologique. Celle-ci pourrait accentuer les impacts négatifs du changement climatique sur les niveaux piézométriques, mais à terme elle devrait diminuer en raison de la plus grande profondeur moyenne du toit de la nappe.

Une autre conclusion sur ces impacts est une importance accrue de l'infiltration des cours d'eau pour la recharge de l'aquifère : même si les volumes infiltrés diminuent globalement, ils diminuent moins que la recharge issue des précipitations effectives et représentent donc une part encore plus grande qu'à l'actuel de la recharge totale. Ce résultat va dans le sens d'une plus grande vulnérabilité des eaux souterraines aux pollutions des cours d'eau de surface, et donc d'une dégradation possible de la qualité de cette importante ressource en eau potable.

Les résultats obtenus sur les débits de crue et d'étiage indiquent une plus grande sévérité des étiages, ainsi que des crues de plus forte intensité, mais ces statistiques doivent être considérées avec précaution, étant donné que les séries de valeurs utilisées pour les établir sont assez courtes.

Nous avons également cherché à quantifier les incertitudes sur les évolutions de la recharge de l'aquifère, et à identifier quelles sont les plus importantes sources d'incertitude dans la chaîne de modélisation. La plus grande part de l'incertitude semble provenir des scénarios d'émission de gaz à effet de serre, mais ce résultat est à prendre avec précaution en raison du faible nombre de cas testés pour ces différents scénarios. Les modèles de circulation générale expliquent également une grande part de la variance dans les résultats, contrairement aux paramètres hydrodynamiques dont les variations n'affectent pas les évolutions projetées pour la recharge.

L'incertitude liée au modèle hydrogéologique lui-même n'est pas évaluée dans ce travail, et il sera intéressant de comparer les résultats obtenus par MODCOU avec ceux d'autres outils de modélisation hydrogéologique. Cette comparaison sera faite ultérieurement dans le cadre du projet VulNAR. De plus, on n'a pas considéré ici les modifications de végétation et d'occupation des sols qui pourraient être induites par les changements climatiques, et qui influenceraient le bilan hydrique en surface.



# Conclusion générale

Dans ce travail nous avons proposé une nouvelle modélisation de l'hydrosystème du fossé rhénan supérieur, qui couple un aquifère alluvial de grande importance régionale, et les bassins montagneux qui l'alimentent en grande partie.

Dans une première partie nous avons tâché de synthétiser les connaissances actuelles sur cet hydrosystème, tout en remplaçant celui-ci au sein d'un plus grand ensemble hydrologique, le bassin multi-national du Rhin. Ce fleuve est caractérisé par un régime hydrologique au caractère alpin marqué. L'impact du changement climatique sur ce bassin a été étudié depuis le début des années 1990 car ce régime particulier est fortement menacé par la hausse des températures. De plus la partie la plus aval du bassin, aux Pays-Bas, présente une très forte vulnérabilité aux crues du Rhin, accentuée par l'augmentation des pressions anthropiques.

Nous avons également rappelé les principes de la modélisation hydrogéologique, et les problématiques concernant la calibration des modèles et les incertitudes sur leurs « prévisions », liées à la structure même de ces modèles.

Nous avons ensuite détaillé, dans une seconde partie, les choix conceptuels ainsi que les procédures mises en œuvre pour le développement d'un modèle hydrogéologique couplé du bassin du Rhin supérieur, de Bâle à Lauterbourg. Ce développement s'appuie sur l'utilisation de données existantes variées, plus ou moins organisées en bases de données directement utilisables. Le caractère transfrontalier du bassin amène une certaine redondance des bases de données disponibles, mais également parfois des incohérences ou différences de précisions qui peuvent influencer les résultats de la modélisation. Les ajustements qui ont été nécessaires pour obtenir des données météorologiques adaptées à une étude hydrogéologique régionale, réalisés grâce à la collaboration avec Météo-France, ont également été précisés.

Concernant les paramètres hydrodynamiques du module d'écoulement souterrain, les résultats d'une inversion des paramètres hydrodynamiques réalisée au LHyGeS avec les flux d'infiltration calculés par le module de surface de MODCOU, ont été utilisés. Les paramètres du module de calcul de bilan hydrique dans la plaine n'ont pas été calibrés en raison de la difficulté de réaliser cette calibration dans un contexte où les écoulements sont fortement dépendants des interactions surface-souterrain. Pour ces paramètres nous avons réutilisé les valeurs calibrées dans des études menées sur d'autres bassins français, présentant des types de sols et occupations des sols similaires. Ceci représente une limitation pour le calcul des apports à la nappe par la pluie efficace, et met en avant l'intérêt de comparer ces bilans hydriques avec des modèles plus physiques, comme cela sera fait avec le schéma de surface ISBA dans le cadre du projet VulNAR.

Dans ce type de bassin où l'importance des interactions entre différents processus de recharge de l'aquifère rend aussi les calibrations de paramètres hydrodynamiques plus laborieuses et incertaines, on peut souligner l'intérêt des méthodes d'inversion de ces paramètres, qui permettent de réduire la part de subjectivité du calage manuel. La rapidité de mise en œuvre de ces méthodes de calage permet de plus d'envisager de tester plusieurs jeux probables de paramètres hydrodynamiques, ce qui est une condition pour une bonne prise en compte des incertitudes intrinsèques à la modélisation hydrogéologique.

Par rapport aux modèles précédemment développés, nous avons cherché à mieux quantifier les écoulements provenant des bordures du fossé d'effondrement, constituées de massifs montagneux recevant des quantités de précipitations très supérieures à celles de la plaine. Pour cela nous avons pris en compte les processus pertinents d'infiltration des cours d'eau vers la nappe



alluviale, et aussi d'alimentation directe des alluvions par la subsurface aux limites Est et Ouest de la plaine. D'après les estimations faites grâce à cet outil de modélisation, l'infiltration des cours d'eau représente une part largement majoritaire de la recharge de l'aquifère, et les flux latéraux de subsurface représentent une composante non négligeable, d'environ 10 % de la recharge. L'infiltration des cours d'eau a été estimée à environ 80 % de la recharge, et l'incertitude sur cette valeur a été évaluée en testant plusieurs valeurs donnant des résultats satisfaisants pour les paramètres hydrodynamiques considérés comme mal contraints. L'analyse des données piézométriques observées par la méthode de Karhunen Loève nous a permis d'évaluer l'importance relative des différents processus de recharge de l'aquifère de façon spatialisée. En effet la dynamique des variations piézométriques est plus ou moins influencée par l'infiltration des cours d'eau « vosgiens », de la pluie efficace et du Rhin. Ces différents signaux, au sens mathématique, peuvent être isolés grâce à une décomposition mathématique des chroniques piézométriques observées. On a ensuite mesuré de quelle manière ces signaux se retrouvent dans les chroniques simulées, ce qui permet d'évaluer la restitution de ces différents processus dans le modèle. Grâce notamment à cette méthode, on a vu que les valeurs de coefficients d'emménagement de l'aquifère sont finalement peu connues, et que leur distribution spatiale est certainement plus complexe qu'estimée jusqu'à présent, en raison des hétérogénéités du matériel alluvionnaire.

La grande densité de données observées sur le bassin est un facteur important, qui a permis de mettre en œuvre cette méthode d'analyse statistique. De plus la synthèse de plusieurs études sur les interactions nappe-rivières nous a permis de valider en partie nos résultats. Certains résultats d'études ont cependant été plus difficiles à obtenir, comme par exemple les données sur les mesures de bilans d'énergie issues du projet REKLIP, pouvant fournir des informations sur l'ETR. Ceci met en avant l'intérêt de développer des bases de données informatiques bien structurées dans ce type de projet multinational.

En comparaison aux modélisations précédemment réalisées sur l'aquifère, dans les projet LIFE et MoNit notamment, on a obtenu une plus grande importance des échanges nappe rivières, de l'ordre de ce qui avait été estimé dans ces études pour un régime permanent en basses eaux. L'importance de la prise en compte de niveaux d'eau variables sur les cours d'eau a été soulignée par l'influence que ces paramètres ont eue sur la reproduction des niveaux piézométriques dans la partie Sud de la plaine. L'application développée sur le bassin du Rhin supérieur a également permis d'améliorer la prise en compte des échanges nappe-rivières, par le couplage avec le modèle de routage en rivière RAPID. Le nouveau calcul des quantités d'eau disponibles en rivières pour les échanges surface-souterrain permet d'éviter de surestimer ces échanges comme cela a été constaté avec des modèles plus simples.

La troisième et dernière partie de ce mémoire est consacrée à une étude d'impacts du changement climatique sur l'hydrologie du bassin du Rhin supérieur. Cette étude est menée grâce au modèle hydrogéologique développé. Nous avons pris en compte l'incertitude sur les projections climatiques, grâce à une approche multi-modèles pour les MCGOA, et les scénarios SRES. Les sorties de sept modèles de circulation générale donnant des évolutions contrastées du climat sur la France ont été utilisées, et désagrégées grâce à une méthode statistique basée sur les types de temps, en cohérence avec les modifications qui avaient été faites sur les données SAFRAN en temps présent. Nous n'avons pas pu tester ici la sensibilité à la méthode de désagrégation des sorties de modèles climatiques, bien que celle-ci puisse être importante (Quintana-Segui et al., 2010).

Nous avons vu que d'après l'ensemble des modèles considérés, les précipitations annuelles évoluent peu, mais que cependant leur distribution annuelle est modifiée, avec une augmentation

en hiver et une diminution en été. Combinés à une augmentation des températures qui réduit l'influence de la neige sur le bassin, ces changements induisent des contrastes hydrologiques saisonniers accentués. Les simulations projettent également une plus forte alimentation de la nappe par les cours d'eau relativement aux autres composantes de la recharge, ce qui pourrait affecter la qualité de la ressource en eau. En lien avec les modifications dans la saisonnalité des écoulements, les étiages devraient devenir plus sévères, et les crues plus intenses. Ce résultat sur les forts débits diffère de ceux obtenus pour d'autres bassins français, comme la Seine (Ducharne et al., 2009), la Garonne (Caballero et al., 2007) et le bassin amont du Rhône (Leblois, 2005; Quintana-Seguí et al., 2011). Ces différentes évolutions sont importantes à anticiper afin d'évaluer les réponses adaptées à l'échelle régionale, pour la protection contre les phénomènes extrêmes de crues ou de sécheresse hydrologique, mais aussi pour la protection de la qualité de l'eau potable et l'évolution de l'agriculture en fonction des ressources disponibles. Les écosystèmes déjà fragilisés par l'anthropisation de la plaine alluviale du Rhin pourraient être affectés par ces évolutions hydrologiques.

Nous avons également mis en évidence que l'incertitude majeure sur ces projections provient de l'incertitude sur les projections climatiques, et que les évolutions de la recharge de l'aquifère ne dépendent que très peu des paramètres hydrodynamiques utilisés. Ces paramètres ont en effet une influence marquée sur les bilans de l'aquifère, mais pas sur leur évolution dans les différents scénarios climatiques. Cette conclusion est cependant partielle car il faudrait aussi évaluer l'impact du modèle hydrogéologique sélectionné lui-même, grâce à une comparaison inter-modèles.

### Perspectives

Le travail réalisé dans le cadre de cette thèse sera exploité à court terme dans plusieurs projets. Tout d'abord dans la continuité du projet VulNAR, une comparaison avec un autre modèle hydrogéologique, le modèle HPP-INV, et avec un autre schéma de surface, le modèle de type SVAT ISBA, sera faite pour mieux prendre en compte l'incertitude des projections liée aux modèles hydrogéologiques. Ce travail est mené en collaboration avec les autres équipes impliquées dans le projet, au LHyGeS à Strasbourg, et à Météo-France à Toulouse.

L'utilisation du modèle SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM) permettra de plus de simuler l'influence actuelle de la reprise évaporative directe de la nappe, qui pourrait être significative dans les zones d'affleurement de celle-ci, grâce aux travaux du CNRM à Météo-France.

A un niveau régional, il serait intéressant de développer des études de terrain concernant les échanges nappe-rivières et l'évolution au cours du temps de leur intensité et des paramètres qui la gouvernent. C'est le cas du projet NAPROM (NAPpes et Rivières : Observations et Modèles) de l'ONEMA, débuté en 2011, qui s'intéresse à la caractérisation de ces échanges, et utilisera notamment comme site test la plaine alluviale du Rhin. Il sera également intéressant de suivre les évolutions liées aux changements climatiques, dont les conséquences sont déjà mesurables aujourd'hui. Les futurs travaux réalisés sur l'hydrologie de la plaine du Rhin pourront également bénéficier du développement en cours d'un modèle hydraulique de la partie alsacienne, réalisé grâce au logiciel de modélisation LARSIM, au Service de la Navigation de Strasbourg.

Les résultats de cette thèse seront également utilisés dans le cadre du projet Explore2070 du Ministère de l'Ecologie, de l'Energie et du Développement Durable, concernant les stratégies d'adaptation aux impacts du changement climatique sur les ressources en eau. L'impact de l'évolution des prélèvements en nappe, projetée sur la base de scénarios socio-économiques et démographiques à l'échelle nationale sera évalué dans ce projet, grâce notamment au modèle hydrogéologique développé dans cette thèse.

Dans le cadre du projet ANR Oracle, l'utilisation de ce modèle et de scénarios socio-économiques permettra d'évaluer l'impact couplé du changement climatique et d'évolutions de l'occupation des sols. L'objectif principal de ce projet est en effet d'évaluer l'impact des changements globaux sur les systèmes agricoles et les forêts. Cet objectif est tout à fait pertinent dans le bassin du Rhin Supérieur, où la part croissante des cultures irriguées sera affectée par les modifications de disponibilité de la ressource, et où de nombreuses forêts sont dépendantes des conditions hydrologiques particulières de la plaine.

Concernant les perspectives d'amélioration pour le logiciel de modélisation MODCOU, la plus directe dans le cadre de cette étude sur un système alluvial fortement couplé surface-souterrain est la prise en compte systématiques des niveaux variables en rivières, pour mieux simuler les échanges nappe-rivières. Dans le cadre du développement de la plate forme Eau-Dyssée, ces variations peuvent dorénavant être prises en compte grâce à un module dédié, développé au cours de la thèse de Firas Saleh (2010). Cette amélioration bénéficiera des données acquises grâce au satellite SWOT (Surface Water Ocean Topography), dont l'objectif est de fournir des mesures régulières des élévations des eaux libres sur les continents et les océans à l'horizon 2020, et avant cela des travaux menés pour préparer l'utilisation de ces données.

Enfin, concernant les impacts du changement climatique, dont nous avons vu qu'ils sont surtout conditionnés par les évolutions climatiques elles-mêmes, ils gagneront certainement à être réévalués à la lumière des progrès réalisés par les sciences du climat. Ces progrès pourraient intervenir notamment dans la compréhension des phénomènes météorologiques encore mal pris en compte, mais aussi grâce à un plus grand recul sur les évolutions ayant eu lieu au cours du 20ème siècle, qui permettra de mieux anticiper les évolutions futures.

Parmi les phénomènes dont la prise en compte devrait permettre d'améliorer les simulations climatiques, se trouve la modélisation des interactions entre l'hydrologie souterraine et l'atmosphère, par l'intermédiaire des débits de base des cours d'eau. Ces processus sont étudiés notamment dans le cadre de la thèse de Jean-Pierre Vergnes à Météo-France.

Les études menées dans le cadre de la préparation du 5ème rapport du GIEC seront à ce titre une source d'informations nouvelles très importante.

# Bibliographie

- Abbott, M., Bathurst, J., Cunge, J., O'Connell, P., et Rasmussen, J. : An introduction to the European Hydrological System - Systeme Hydrologique Europeen and "SHE" and 2 : Structure of a physically-based and distributed modelling system, *Journal of Hydrology*, 87, 61 – 77, doi :10.1016/0022-1694(86)90115-0, 1986.
- Allen, D. M., Mackie, D. C., et Wei, M. : Groundwater and climate change : a sensitivity analysis for the Grand Forks aquifer and southern British Columbia and Canada, *Hydrogeology Journal*, 12, 270–290, 2004.
- Ambroise, B. et Najjar, G. : Cartographie de l'évapotranspiration journalière en région montagneuse. Application au petit bassin du Ringelbach and Hautes Vosges (France), in : Variabilité spatiale des processus de transfert dans les sols (Les Colloques de l'INRA and n° 15), 1983.
- Ambroise, B., Gounot, M., et Mercier, J.-L. : Réflexions sur la modélisation mathématique du cycle hydrologique à l'échelle d'un bassin versant, *Recherches Géographiques à Strasbourg*, 19-21, 5–24, 1982.
- Ambroise, B., Auzet, A.-V., Humbert, J., Mercier, J.-L., Najjar, G., Paul, P., et Viville, D. : Le cycle de l'eau en moyenne montagne tempérée : apports des bassins versants de recherche vosgiens (Ringelbach and Strengbach and Fecht), *Annales de Géographie*, 581-582, 64–87, 1995a.
- Ambroise, B., Perrin, J.-L., et Reutenauer, D. : Multicriterion Validation of a Semidistributed Conceptual Model of the Water Cycle in the Fecht Catchment (Vosges Massif and France), *Water Resour. Res.*, 31, 1467–1481, 1995b.
- Arnold, J. G., Muttiah, R. S., Srinivasan, R., et Allen, P. M. : Regional estimation of base flow and groundwater recharge in the Upper Mississippi river basin, *Journal of Hydrology*, 227, 21 – 40, doi :10.1016/S0022-1694(99)00139-0, 2000.
- Baron, P., Defoug, H., et Petit, D. : Renouveau de la concession de la chute hydro-électrique de Kembs sur le Rhin, Rapport technique IGE/00/009, Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement - Inspection Générale de l'environnement, 2000.
- Bauer, M., Eichinger, L., Elsass, P., Kloppmann, W., et Wirsing, G. : Isotopic and hydrochemical studies of groundwater flow and salinity in the Southern Upper Rhine Graben, *International Journal of Earth Sciences*, 94, 565–579, 2005.
- Bénichou, P. et LeBreton, O. : Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques, *La Météorologie*, 19, 23–34, 1987.
- Berger, J.-P., Reichenbacher, B., Becker, D., Grimm, M., Grimm, K., Picot, L., Storni, A., Pirkenseer, C., Derer, C., et Schaefer, A. : Paleogeography of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB) from Eocene to Pliocene, *International Journal of Earth Sciences*, 94, 697–710, 2005.
- Besbes, M. et de Marsily, G. : From infiltration to recharge : use of a parametric transfer function, *Journal of Hydrology*, 74, 271 – 293, doi :10.1016/0022-1694(84)90019-2, 1984.

- Beven, K. : Prophecy and reality and uncertainty in distributed hydrological modelling, *Advances in Water Resources*, 16, 41–51, 1993.
- Beven, K. et Binley, A. : The future of distributed models : Model calibration and uncertainty prediction, *Hydrological Processes*, 6, 279–298, doi :10.1002/hyp.3360060305, 1992.
- Boé, J. : Changement global et cycle hydrologique : une étude de régionalisation sur la France, Thèse de doctorat, Université Toulouse III - Paul Sabatier, 2007.
- Boé, J., Terray, L., Habets, F., et Martin, E. : A simple statistical-dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling, *J. Geophys. Res.*, 111, D23 106–, 2006.
- Boé, J., Terray, L., Martin, E., et Habets, F. : Projected changes in components of the hydrological cycle in French river basins during the 21st century, *Water Resour. Res.*, 45, W08 426–, 2009.
- Bouchet, J. R. : Evapotranspiration réelle et potentielle : signification climatique, *IAHS Publication*, 62, 134–142, 1963.
- Boyle, D. P., Gupta, H. V., et Sorooshian, S. : Toward improved calibration of hydrologic models : Combining the strengths of manual and automatic methods, *Water Resour. Res.*, 36, 3663–3674, 2000.
- Brouyère, S., Carabin, G., et Dassargues, A. : Climate change impacts on groundwater resources : modelled deficits in a chalky aquifer and Geer basin and Belgium, *Hydrogeology Journal*, 12, 123–134, 2004.
- Brunke, M. et Gonser, T. : The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater, *Freshwater Biology*, 37, 1–33, doi :10.1046/j.1365-2427.1997.00143.x, 1997.
- Caballero, Y., Voirin-Morel, S., Habets, F., Noilhan, J., LeMoigne, P., Lehenaff, A., et Boone, A. : Hydrological sensitivity of the Adour-Garonne river basin to climate change, *Water Resour. Res.*, 43, W07 448–, 2007.
- Carbiener, R. et Trémoières, M. : The Rhine rift valley ground water-river interactions : Evolution of their susceptibility to pollution, *Regulated Rivers : Research & Management*, 5, 375–389, doi :10.1002/rrr.3450050503, 1990.
- Choisnel, E. : Estimation de l'évapotranspiration potentielle à partir des données météorologiques, *La Météorologie*, 23, 19–27, 1988.
- CHR : Le bassin du Rhin. Monographie hydrologique, Commission Internationale pour l'hydrologie du bassin du Rhin, 1977.
- Clement, T., Wise, W. R., et Molz, F. J. : A physically based and two-dimensional and finite-difference algorithm for modeling variably saturated flow, *Journal of Hydrology*, 161, 71 – 90, doi :10.1016/0022-1694(94)90121-X, 1994.
- Comission locale de l'eau du SAGE Ill-Nappe-Rhin : Le SAGE Ill-Nappe-Rhin, Rapport technique, Région Alsace, 2005.
- David, C. H., Habets, F., Maidment, D. R., et Yang, Z.-L. : RAPID applied to the SIM-France model, *Hydrological Processes*, 25, 3412–3425, doi :10.1002/hyp.8070, 2011.

- de Marsily, G. : Hydrogéologie, Ecole des Mines de Paris, 1994.
- de Marsily, G., Ledoux, E., Levassor, A., Poitrinal, D., et Salem, A. : Modelling of large multi-layered aquifer systems : Theory and applications, *Journal of Hydrology*, 36, 1 – 33, doi :DOI : 10.1016/0022-1694(78)90034-3, 1978.
- Déqué, M., Rowell, D., Luthi, D., Giorgi, F., Christensen, J., Rockel, B., Jacob, D., Kjellstrom, E., de Castro, M., et van den Hurk, B. : An intercomparison of regional climate simulations for Europe : assessing uncertainties in model projections, *Climatic Change*, 81, 53–70, 2007.
- Disse, M. et Engel, H. : Flood Events in the Rhine Basin : Genesis and Influences and Mitigation, *Natural Hazards*, 23, 271–290, 2001.
- Doppler, T., Hendricks-Franssen, H.-J., Kaiser, H.-P., Kuhlman, U., et Stauffer, F. : Field evidence of a dynamic leakage coefficient for modelling river-aquifer interactions, *Journal of Hydrology*, 347, 177–187, 2007.
- Douville, H., Royer, J.-F., et Mahfouf, J.-F. : A new snow parameterization for the Météo-France climate model - Part I : validation in stand alone experiments, *Climate Dynamics*, 12, 21–35, 1995.
- Ducharne, A., Habets, F., Déqué, M., Evaux, L., Hachour, A., Lepaillier, A., Lepelletier, T., Martin, E., Oudin, L., Pagé, C., Ribstein, P., Sauquet, E., Thiéry, D., Terray, L., Vienne, P., Boé, J., Bourqui, M., Crespi, O., Gascoin, S., et Rieu, J. : Projet REXHYSS - Impact du changement climatique sur les Ressources en eau et les Extrêmes Hydrologiques dans les bassins de la Seine et la Somme, Rapport technique, Ministère de l'Ecologie and de l'Energie and du Développement Durable et de la Mer, 2009.
- Dunne, T., Moore, T. R., et Taylor, C. H. : Recognition and prediction of runoff-producing zones in humid regions, *Hydrological Sciences Bulletin*, 20 (3), 305–327, 1975.
- Duprat, A., Simler, L., et Valentin, J. : Sciences Géologiques - La nappe phréatique de la plaine du Rhin en Alsace, CNRS, 1979.
- Durbec, A., Muntzer, P., et Zilliox, L. : Visualisation par thermographie aérienne des échanges hydrodynamiques entre la nappe phréatique and les cours d'eau et les gravières dans la plaine du Rhin au Nord de Strasbourg, *Bulletin de la Société Française de Photogrammétrie et de Télédétection*, 102, 25–36, 1986.
- Eckhardt, K. et Ulbrich, U. : Potential impacts of climate change on groundwater recharge and streamflow in a central European low mountain range, *Journal of Hydrology*, 284, 244 – 252, doi :10.1016/j.jhydrol.2003.08.005, 2003.
- Eglin, I., Roeck, U., Robach, F., et Trémolières, M. : Macrophyte biological methods used in the study of the exchange between the Rhine river and the groundwater, *Water Research*, 31, 503–514, 1997.
- Esteves, M. : Modélisation des relations entre un aquifère alluvial et une rivière : application au ried de Colmar, in : 113ème Congrès national des Sociétés savantes and Strasbourg, 1988.
- Esteves, M. : Etude et modélisation des relations aquifère-rivière dans le Ried de Colmar (Haut-Rhin and France), Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 1989.

- Etchevers, P., Golaz, C., et Habets, F. : Simulation of the water budget and the river flows of the Rhone basin from 1981 to 1994, *Journal of Hydrology*, 244, 60 – 85, doi :10.1016/S0022-1694(01)00332-8, 2001.
- Fowler, H. J., Blenkinsop, S., et Tebaldi, C. : Linking climate change modelling to impacts studies : recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling, *International Journal of Climatology*, 27, 1547–1578, doi :10.1002/joc.1556, 2007.
- Freer, J., Beven, K., et Ambroise, B. : Bayesian Estimation of Uncertainty in Runoff Prediction and the Value of Data : An Application of the GLUE Approach, *Water Resour. Res.*, 32, 2161–2173, 1996.
- Freeze, R. et Harlan, R. : Blueprint for a physically-based and digitally-simulated hydrologic response model, *Journal of Hydrology*, 9, 237 – 258, doi :10.1016/0022-1694(69)90020-1, 1969.
- Frei, S., Fleckenstein, J. H., Kollet, S. J., et Maxwell, R. M. : Patterns and dynamics of river-aquifer exchange with variably saturated flow using a fully coupled model, *Journal of Hydrology*, 375, 383–393, 2009.
- Giamboni, M., Wetzel, A., Nivière, B., et Schumacher, M. : Plio-Pleistocene folding in the southern Rhinegraben recorded by the evolution of the drainage network (Sundgau area ; northwestern Switzerland and France), *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97, 17–31, 2004.
- Gill, M. A. : Flood routing by the Muskingum method, *Journal of Hydrology*, 36, 353 – 363, doi :10.1016/0022-1694(78)90153-1, 1978.
- Gleick, P. H. : Methods for evaluating the regional hydrologic impacts of global climatic changes, *Journal of Hydrology*, 88, 97 – 116, doi :10.1016/0022-1694(86)90199-X, 1986.
- Goderniaux, P., Brouyère, S., Fowler, H. J., Blenkinsop, S., Therrien, R., Orban, P., et Dassargues, A. : Large scale surface-subsurface hydrological model to assess climate change impacts on groundwater reserves, *Journal of Hydrology*, 373, 122 – 138, doi : 10.1016/j.jhydrol.2009.04.017, 2009.
- Golaz, C. : Modélisation de la partie française du bassin versant du Rhône, Thèse de doctorat, Ecole des Mines de Paris, 1999.
- Gomez, E. : Modélisation intégrée du transfert de nitrate à l'échelle régionale dans un système hydrologique. Application au bassin de la Seine, Thèse de doctorat, Ecole des Mines de Paris, 2002.
- Görgen, K., Beersma, J., Brahmer, G., Buiteveld, H., Carambia, M., de Keizer, O., Krahe, P., Nilson, E., Lammersen, R., Perrin, C., et Volken, D. : Assessment of climate change impacts on discharge in the Rhine river basin : Results of the RheinBlick2050 project, Rapport technique, Commission internationale pour l'Hydrologie du bassin du Rhin, 2010.
- Grabs, W., Daamen, K., Gellens, D., Kwadijk, J., Lang, H., Middelkoop, H., Parmet, B., Schädler, B., Schulla, J., et Wilke, K. : Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine basin, Rapport technique, Commission internationale pour l'Hydrologie du bassin du Rhin, 1997.
- Groupe de travail REKLIP : Atlas climatique du fossé rhénan méridional, Franz Fiedler, 1995.

- Gupta, H. V., Sorooshian, S., et Yapo, P. O. : Toward improved calibration of hydrologic models : Multiple and noncommensurable measures of information, *Water Resources Research*, 34, 751–763, 1998.
- Habets, F. : Modélisation du cycle continental de l'eau à l'échelle régionale. Application aux bassins versants de l'Adour et du Rhône., Thèse de doctorat, Université Toulouse III Paul Sabatier, 1998.
- Habets, F., Boone, A., Champeaux, J. L., Etchevers, P., Franchistéguy, L., Leblois, E., Ledoux, E., Le Moigne, P., Martin, E., Morel, S., Noilhan, J., Quintana-Seguí, P., Rousset-Regimbeau, F., et Viennot, P. : The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France, *J. Geophys. Res.*, 113, D06 113–, 2008.
- Habets, F., Boé, J., Déqué, M., Ducharne, A., Gascoin, S., Hachour, A., Martin, E., Pagé, C., Sauquet, E., Terray, L., Thiéry, D., Oudin, L., Viennot, P., et Therry, S. : Impact du Changement climatique sur la ressource en eau du bassin de la Seine. Résultats du projet GICC REXHYSS, Rapport technique, Agence de l'eau Seine-Normandie, 2011.
- Hagedorn, E. M. et Boenigk, W. : The Pliocene and Quaternary sedimentary and fluvial history in the Upper Rhine Graben based on heavy mineral analyses, *Netherlands Journal of Geosciences*, 87, 21–32, 2008.
- Heinz, J., Kleinedam, S., Teutsch, G., et Aigner, T. : Heterogeneity patterns of Quaternary glaciofluvial gravel bodies (SW-Germany) : application to hydrogeology, *Sedimentary Geology*, 158, 1–23, 2003.
- Hill, M. C., Cooley, R. L., et Pollock, D. W. : A controlled experiment in ground water flow model calibration, *Groundwater*, 36, 520–535, 1998.
- Horton, R. E. : The role of infiltration in the hydrologic cycle, *Transactions American Geophysical Union*, 14, 446–460, 1933.
- Hostetler, S. W. : Hydrologic and atmospheric models : The (continuing) problem of discordant scales, *Climatic Change*, 27, 345–350, 1994.
- Illies, J. H. : Ancient and recent rifting in the Rhinegraben, *Geologie en Mijnbouw*, 56, 329–350, 1977.
- IPCC : Climate change 2007 : Synthesis Report, Rapport technique, Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2007.
- Ivanov, V. Y., Vivoni, E. R., Bras, R. L., et Entekhabi, D. : Catchment hydrologic response with a fully distributed triangulated irregular network model, *Water Resour. Res.*, 40, W11 102–, 2004.
- Jones, J. E. et Woodward, C. S. : Newton-Krylov-multigrid solvers for large-scale and highly heterogeneous and variably saturated flow problems, *Advances in Water Resources*, 24, 763 – 774, doi :10.1016/S0309-1708(00)00075-0, 2001.
- Kendall, M., Stuart, A., et Ord, J. : The advanced theory of statistics. Vol 3 : design and analysis, and time series, 4th edition, Charles Griffin and Co Ltd, 1977.



- Kingumbi, A., Bargaoui, Z., Ledoux, E., Besbes, M., et Hubert, P. : Modélisation hydrologique stochastique d'un bassin affecté par des changements d'occupation : cas du Merguellil en Tunisie centrale, *Hydrological Sciences Journal*, 52, 1232–1252, 2007.
- Kollet, S. J. et Maxwell, R. M. : Integrated surface-groundwater flow modeling : A free-surface overland flow boundary condition in a parallel ground water flow model, *Advances in water resources*, 29, 945–958, 2006.
- Koniger, P., Uhlenbrook, S., Leibundgut, C., Jaeger, L., et Mayer, H. : Isotope hydrological investigation on groundwater origin in the flood plain of the Upper Rhine Valley, in : *New Approaches Characterizing Groundwater Flow - Proceedings of the XXXI International Association of Hydrogeologists Congress Munich - 10th-14th September 2001*, 2001.
- Korkmaz, S. : Modeling of the flood regimes in coupled stream-aquifer systems, Thèse de doctorat, Ecole des Mines, Paris et Middle East Technical University, Ankara, 2007.
- Krause, P., Boyle, D. P., et Bäse, F. : Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment, *Advances in Geosciences*, 5, 89–97, doi :10.5194/adgeo-5-89-2005, 2005.
- Kwadijk, J. : The impact of climate change on the discharge of the river Rhine, Thèse de doctorat, Universiteit Utrecht, 1993.
- Kwadijk, J. et van Deursen, W. : Development and testing of a GIS based water balance model for the Rhine drainage basin, Rapport technique, Commission internationale pour l'Hydrologie du bassin du Rhin, 1999.
- Leblois, E. : Projet GICC-Rhône - Rapport final, Rapport technique, CEMAGREF, 2005.
- Ledoux, E. : Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique, Thèse de doctorat, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris - Université Pierre et Marie Curie, 1980.
- Ledoux, E., Girard, G., et Villeneuve, J. P. : Suggestion for a coupled model of surface and groundwater simulation on a watershed, *La Houille Blanche*, 1/2, 1984.
- Lenderink, G., Buishand, A., et van Deursen, W. : Estimates of future discharges of the river Rhine using two scenarios methodologies, *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(3), 1145–1159, 2007.
- LfU : Action de démonstration portant sur la protection et la gestion des réserves en eau souterraine dans la partie franco-germano-suisse de la vallée du Rhin Supérieur - Rapport final du projet Life, Rapport technique, LfU, 1996.
- LfU : Monit : développement des outils de prévision, Rapport technique, LfU, 2005.
- Lindström, G., Johansson, B., Persson, M., Gardelin, M., et Bergström, S. : Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model, *Journal of Hydrology*, 201, 272 – 288, doi :10.1016/S0022-1694(97)00041-3, 1997.
- Longuevergne, L., Florsch, N., et Elsass, P. : Extracting coherent regional information from local measurements with Karhunen-Loève transform : case study of an alluvial aquifer (Rhine Valley and France and Germany), *Water Resources Research*, 43, 13, 2007.

- LUBW : Projet INTERREG III Monit : Modélisation hydrodynamique et transport des nitrates, Rapport technique, LUBW, 2006a.
- LUBW : Projet INTERREG III Monit : Structure hydrogéologique et caractéristiques hydrauliques, Rapport technique, LUBW, 2006b.
- Majdalani, S. et Ackerer, P. : Identification of groundwater parameters using an Adaptive Multiscale method, *Ground Water*, doi :10.1111/j.1745-6584.2010.00750.x, 2010.
- McDonald, M. G. et Harbaugh, A. W. : The History of MODFLOW, *Ground Water*, 41(2), 280–283, 2003.
- McLaughlin, D. et Townley, L. R. : A reassessment of the groundwater inverse problem, *Water Resources Research*, 32, 1131–1161, 1996.
- Ménillet, F. : Les formations superficielles des Vosges et de l’Alsace : identification, potentialités, contraintes, Rapport technique, BRGM, 1995.
- Menzel, L., Thielen, A. H., Schwandt, D., et Bürger, G. : Impact of Climate Change on the Regional Hydrology Scenario-Based Modelling Studies in the German Rhine Catchment, *Natural Hazards*, 38, 45–61, 2006.
- Middelkoop, H., Daamen, K., Dellens, D., Grabs, W., Kwadijk, J., Lang, H., Parmet, B., Schädlér, B., Schulla, J., et Wilke, K. : Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine basin, *Climatic change*, 49, 105–128, 2001.
- Migayrou, J. : Quelques aspects des échanges nappe-rivières dans la plaine d’Alsace, *Bulletin de la Société Industrielle de Mulhouse*, 817, 55–60, 1990.
- Moore, C. et Doherty, J. : The cost of uniqueness in groundwater model calibration, *Advances in Water Resources*, 29, 605–623, 2006.
- Moss, R. H., Edmonds, J. A., Hibbard, K. A., Manning, M. R., Rose, S. K., vanVuuren, D. P., Emori, S., Kainuma, M., Kram, T., Meehl, G. A., Mitchell, J. F. B., Carter, T. R., Nakicenovic, N., Riahi, K., Smith, S. J., Stouffer, R. J., Thomson, A. M., Weyant, J. P., et Wilbanks, T. J. : The next generation of scenarios for climate change research and assessment, *Nature*, 463, 747–756, 2010.
- Noilhan, J. et Mahfouf, J. F. : The ISBA land surface parameterisation scheme, *Global and Planetary Change*, 13, 145 – 159, doi :10.1016/0921-8181(95)00043-7, 1996.
- Pagé, C., Terray, L., et Boé, J. : dsclim : A software package to downscale climate scenarios at regional scale using a weather-typing based statistical methodology, Rapport technique, CERFACS, 2010.
- Parlow, E. : The regional climate project REKLIP - an overview, *Theoretical and applied climatology*, 53, 3–7, 1996.
- Paul, P. : Le climat de la vallée de la Fecht : aspects généraux, *Recherches Géographiques à Strasbourg*, 19-21, 65–78, 1982.
- Perrin, J.-L. : Modélisation mathématique du fonctionnement hydrologique des bassins versants de la Fecht et de la Weiss, Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur (Strasbourg I), 1991.

- Peyrard, D., Sauvage, S., Vervier, P., Sanchez-Perez, J. M., et Quintard, M. : A coupled vertically integrated model to describe lateral exchanges between surface and subsurface in large alluvial floodplains with a fully penetrating river, *Hydrological Processes*, 22, 4257–4273, doi : 10.1002/hyp.7035, 2008.
- Philippe, E. : Contribution à la modélisation du transfert des nitrates au travers de la zone non saturée à l'échelle régionale : application au bassin de la Seine, Thèse de doctorat, Mines-Paristech, 2011.
- Pinault, J.-L. et Schomburgk, S. : Inverse modeling for characterizing surface water/groundwater exchanges, *Water Resour. Res.*, 42, W08 414–, 2006.
- Quintana-Seguí, P., LeMoigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L., et Morel, S. : Analysis of Near-Surface Atmospheric Variables : Validation of the SAFRAN analysis over France, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47, 92–107, 2008.
- Quintana-Seguí, P., Ribes, A., Martin, E., Habets, F., et Boé, J. : Comparison of three downscaling methods in simulating the impact of climate change on the hydrology of Mediterranean basins, *Journal of Hydrology*, 383, 111–124, doi :10.1016/j.jhydrol.2009.09.050, 2010.
- Quintana-Seguí, P., Habets, F., et Martin, E. : Comparison of past and future Mediterranean high and low extremes of precipitation and river flow projected using different statistical downscaling methods, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11, 1411–1432, doi :10.5194/nhess-11-1411-2011, 2011.
- Refsgaard, J. C. : Parameterisation and calibration and validation of distributed hydrological models, *Journal of Hydrology*, 198, 69–97, 1997.
- Rushton, K. : Representation in regional models of saturated river-aquifer interaction for gaining/losing rivers, *Journal of Hydrology*, 334, 262 – 281, doi :10.1016/j.jhydrol.2006.10.008, 2007.
- Saleh, F. : Apport de la modélisation hydraulique pour une meilleure simulation des tirants d'eau et des échanges nappe-rivière à l'échelle régionale, Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, 2010.
- Sanchez-Perez, J.-M. et Trémoières, M. : Variations in nutrient levels of the groundwater in the Upper Rhine alluvial forests as a consequence of hydrological regime and soil texture, *Global Ecology and Biogeography Letters*, 6, 211–217, 1997.
- Sanchez-Perez, J.-M. et Trémoières, M. : Change in groundwater chemistry as a consequence of suppression of floods : the case of the Rhine floodplain, *Journal of Hydrology*, 270, 89–104, 2003.
- Sanford, W. : Recharge and groundwater models : an overview, *Hydrogeology Journal*, 10, 110–120, 2002.
- Schmitt, L. : Typologie hydro-géomorphologique fonctionnelle de cours d'eau : recherche méthodologique appliquée aux systèmes fluviaux d'Alsace, Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 2001.

- Schomburgk, S., Amraoui, N., Elsass, P., et Kloppmann, W. : INTERREG II - Modélisation de la nappe profonde du Pliocène de Wissembourg / Bad Bergzabern, Rapport technique RP-50724-FR, BRGM, 2001.
- Scibek, J. et Allen, D. : Comparing modelled responses of two high-permeability and unconfined aquifers to predicted climate change, *Global and Planetary Change*, 50, 50 – 62, doi : 10.1016/j.gloplacha.2005.10.002, 2006.
- SCP Ingénierie Développement : Avenir des canaux de la Hardt - Phase 1 : état des lieux, Rapport technique, Département du Haut-Rhin, 2003.
- SGR Alsace : Syndicat AEP de Hochfelden et environs - Etude hydrogéologique préalable à la définition des périmètres de protection, Rapport technique 79 SGN 041 ALS, BRGM, 1979.
- Shabalova, M. V., van Deursen, W. P. A., et Buishand, T. A. : Assessing future discharge of the river Rhine using regional climate model integrations and a hydrological model, *Climate Research*, 23, 233–246, 2003.
- Sophocleous, M. : Interactions between groundwater and surface water : the state of the science, *Hydrogeology Journal*, 10, 52–67, 2002.
- Trautmann, J. : Utilisation de la télédétection aérienne infrarouge pour l'étude de la dynamique fluviale du Rhin, *Annales de Géographie*, 499, 284–310, 1981.
- Trémolières, M., Eglin, I., Roeck, U., et Carbiener, R. : The exchange process between river and groundwater on the Central Alsace floodplain (Eastern France) : I. The case of the canalised river Rhine, *Hydrobiologia*, 254, 133–148, 1993.
- Trémolières, M., Roeck, U., Klein, J. P., et Carbiener, R. : The exchange process between river and groundwater on the Central Alsace floodplain (Eastern France) : II. The case of a river with functionnal floodplain, *Hydrobiologia*, 273, 19–36, 1994.
- Uhlenbrook, S., Roser, S., et Tilch, N. : Hydrological process representation at the meso-scale : the potential of a distributed and conceptual catchment model, *Journal of Hydrology*, 291, 278 – 296, doi :10.1016/j.jhydrol.2003.12.038, 2004.
- Varley, M. J., Beven, K. J., et Oliver, H. R. : A method for predicting spatial distribution of evaporation using simple meteorological data, in : *Exchange Processes at the Land Surface for a Range of Space and Time Scales (Proceedings of the Yokohama Symposium, July 1993)*, 1993.
- Villemin, T., Alvarez, F., et Angelier, J. : The Rhinegraben : Extension and subsidence and shoulder uplift, *Tectonophysics*, 128, 47 – 59, doi :10.1016/0040-1951(86)90307-0, 1986.
- Violette, S., Ledoux, E., Goblet, P., et Carbonnel, J.-P. : Hydrologic and thermal modeling of an active volcano : the Piton de la Fournaise, Reunion, *Journal of Hydrology*, 191, 37 – 63, doi :10.1016/S0022-1694(96)03071-5, 1997.
- Vivoni, E. R., Entekhabi, D., Bras, R. L., et Ivanov, V. Y. : Controls on runoff generation and scale-dependence in a distributed hydrologic model, *Hydrology and Earth System Sciences*, 11, 1683–1701, doi :10.5194/hess-11-1683-2007, 2007.

- Weglarczyk, S. : The interdependence and applicability of some statistical quality measures for hydrological models, *Journal of Hydrology*, 206, 98–103, 1998.
- Wenzel, A., Kalthoff, N., et Fiedler, F. : On the variation of the energy-balance components with orography in the Upper Rhine Valley, *Theoretical and Applied Climatology*, 57, 1–9, 1997.
- Xu, C.-y., Widen, E., et Halldin, S. : Modelling hydrological consequences of climate change - Progress and challenges, *Advances in Atmospheric Sciences*, 22, 789–797, 2005.

## Remerciements

Je tiens à remercier ici l'ensemble des personnes ayant permis le bon déroulement de ces (presque) quatre années de travaux sur l'hydrogéologie du bassin du Rhin Supérieur.

Merci tout d'abord à Florence Habets de m'avoir proposé ce sujet de thèse à la fin de mon stage de Master 2, et de m'avoir permis de réaliser ce travail de recherche dans de très bonnes conditions. Son écoute et son support tout au long des différentes phases du développement d'un modèle hydrogéologique, et de son application à des problématiques de changement climatique m'ont permis de trouver des solutions aux difficultés rencontrées.

Je remercie également Pascal Viennot, qui m'a encadrée au cours de mon stage de Master 2 et qui m'a initiée à l'occurrence au fonctionnement de MODCOU et des SIG, pour avoir toujours répondu patiemment à mes nombreuses questions tout au long de ma thèse. Je remercie aussi Emmanuel Ledoux, qui a toujours trouvé le temps de me conseiller et de parler avec MODCOU pour lui expliquer ce que nous voulions lui faire faire.

J'adresse également ces remerciements aux membres du jury, qui ont bien voulu prendre le temps de relire ce manuscrit, et d'assister à ma soutenance. Merci à Serge Brouyère et José-Miguel Sanchez-Perez, rapporteurs, ainsi qu'à Nathalie Dörfliger et Philippe Ackerer, examinateurs, et à Bertrand Decharme et Philippe Elsass, pour leurs remarques et leurs suggestions ayant permis d'améliorer la présentation de ce travail de thèse.

Merci aussi aux chercheurs du laboratoire Sisyphe avec qui j'ai eu l'occasion d'échanger, pour l'intérêt qu'ils ont pu manifester à ces travaux, et merci également aux gestionnaires de ce laboratoire pour avoir su résoudre tous les problèmes administratifs liés au projet Vulnar.

Merci à Philippe Ackerer, coordinateur du projet Vulnar, qui m'a permis de travailler au Lhyges à Strasbourg pour mes derniers mois de thèse. Merci également aux autres partenaires du projet Vulnar, et en particulier à Eric Martin et Solen Queguiner à Météo-France, ainsi qu'à Samer Majdalani, et à Etienne Leblois pour son aide sur le réseau hydrographique de la plaine d'Alsace.

Ces travaux de thèse ont pu être menés grâce au financement de l'Agence Nationale de la Recherche, dans le cadre de l'appel à projets Vulnérabilité Milieux et Climat. Le projet Explore2070 du Ministère de l'Environnement et le projet NAPROM de l'ONEMA ont également participé au financement de ces travaux sur l'aquifère alluvial du Rhin, et j'exprime également ma reconnaissance à ces organismes.

Côté données et aide en tout genre, je souhaite remercier les nombreux contributeurs à ce projet : le LUBW en Allemagne, l'Institut d'Hydrologie fédéral allemand, le Service Géologique Régional d'Alsace, l'APRONA, l'ARAA, le Service de la Navigation de Strasbourg.

Ma reconnaissance va aussi à l'ensemble de l'équipe Systèmes Hydrologiques et Réservoirs du centre de Géosciences de Mines Paristech, avec une mention particulière pour Dominique Vassiliadis et son aide quotidienne pour tous les problèmes d'ordre administratif ou autres, ainsi que pour tous les doctorants que j'ai cotoyés plus ou moins longtemps dans l'équipe. Merci aussi aux membres des autres équipes ou laboratoires à Fontainebleau, avec qui j'ai pu partager des moments agréables, ainsi qu'aux membres du Lhyges, et à tous les doctorants de la rue Blessig à Strasbourg avec qui j'ai partagé mon quotidien de fin de thèse.

Merci enfin à ma famille pour son soutien sous toutes ses formes, ainsi qu'à mes amis et en particulier tous les parisiens pour m'avoir accueillie dans les derniers mois, et pour tous ces bons moments. Je remercie aussi nommément Pierre, qui m'a tant et si bien supportée.

J'espère que le travail effectué au cours de ces quelques années et résumé dans ce mémoire pourra donner lieu à des développements futurs, et fournira un appui utile aux gestionnaires.



# Résultats des simulations

## A.1 Débits des cours d'eau sur les bassins montagneux

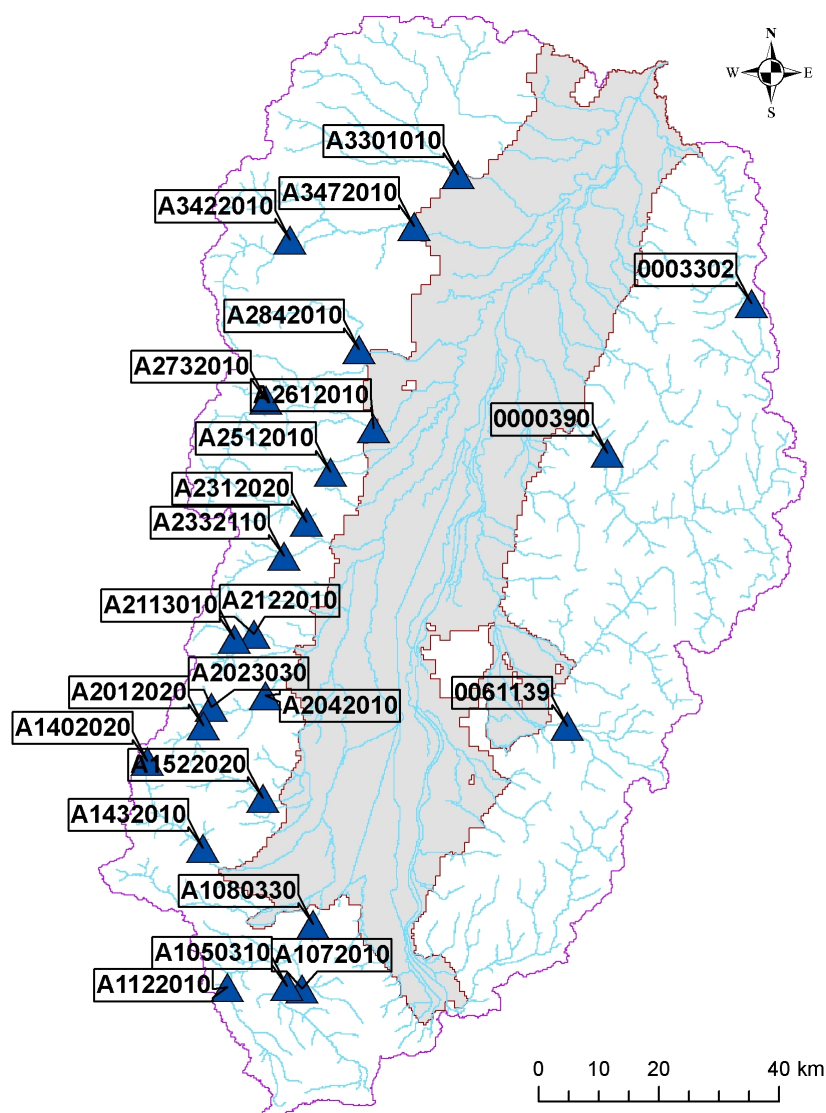


FIGURE A.1 – Carte de situation des vingt-quatre stations hydrométriques pour lesquelles on présente les chroniques de débits observées et simulées.

On présente ici les chroniques de débits simulés et observées aux stations hydrométriques des bassins versants montagneux (Vosges, Forêt-Noire et Sundgau) pour la période 1986-1989.



Les paramètres hydrodynamiques de la partie souterraine de modèle n'ayant pas d'influence sur les débits simulés à ces stations, et comme on a choisi de n'utiliser qu'une seule paramétrisation pour les 24 fonctions de production du domaine modélisé, on présente les résultats pour une seule simulation.

Vingt quatre stations hydrométriques ayant des mesures en continu sur la période 1986-1989 ont été sélectionnées pour cette partie. Leur localisation est présentée à la figure [A.1](#).

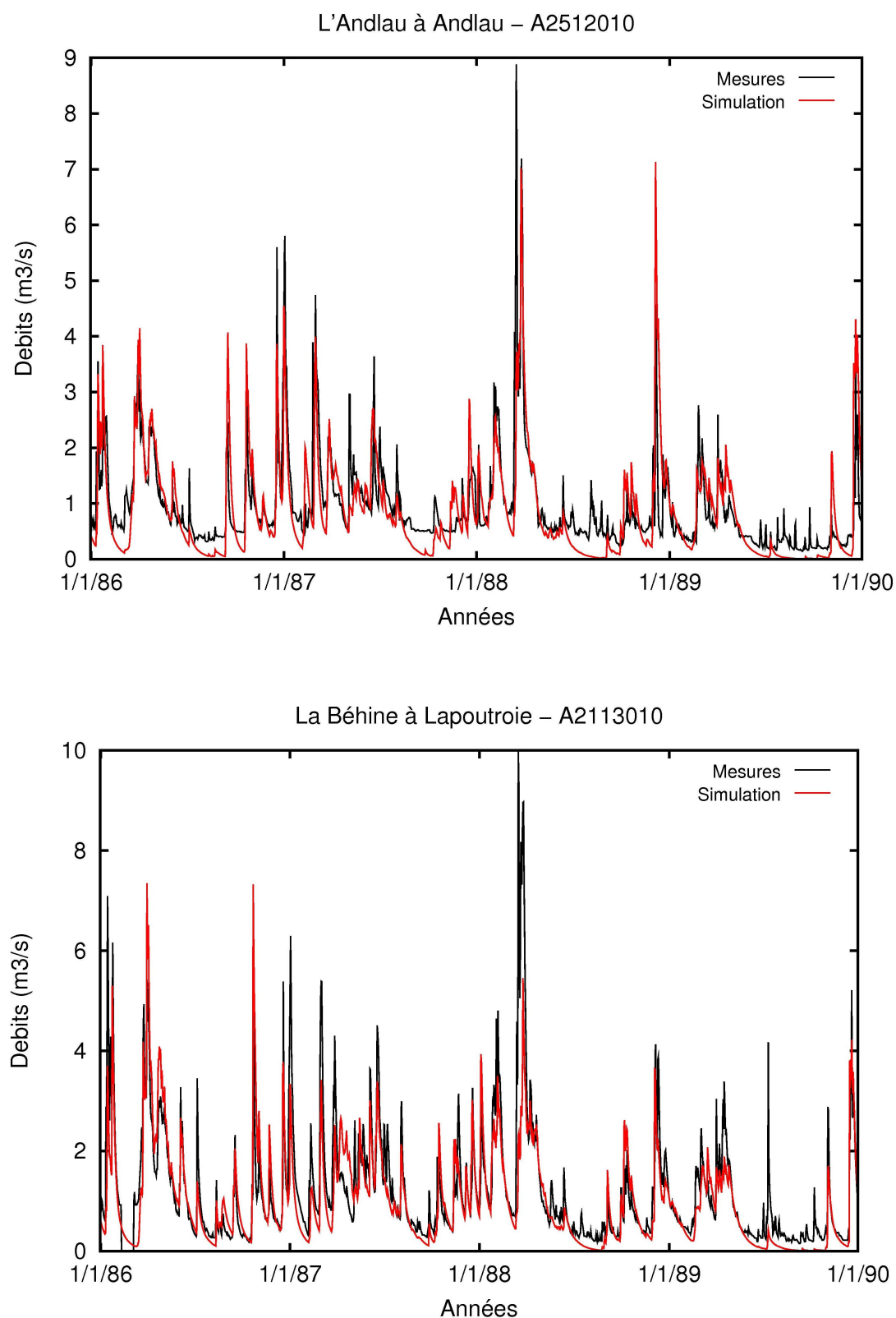


FIGURE A.2 – Débits mesurés et simulés aux stations de l'Andlau à Andlau (en haut) et de la Béhine à Lapoutroie (en bas).

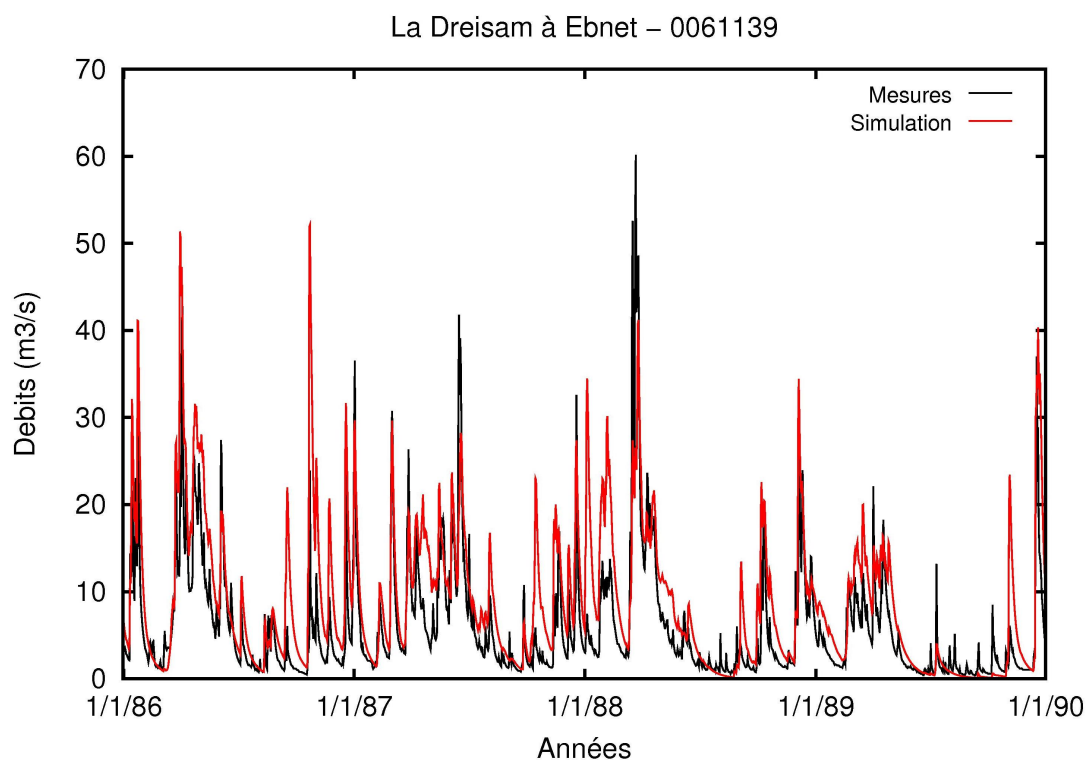
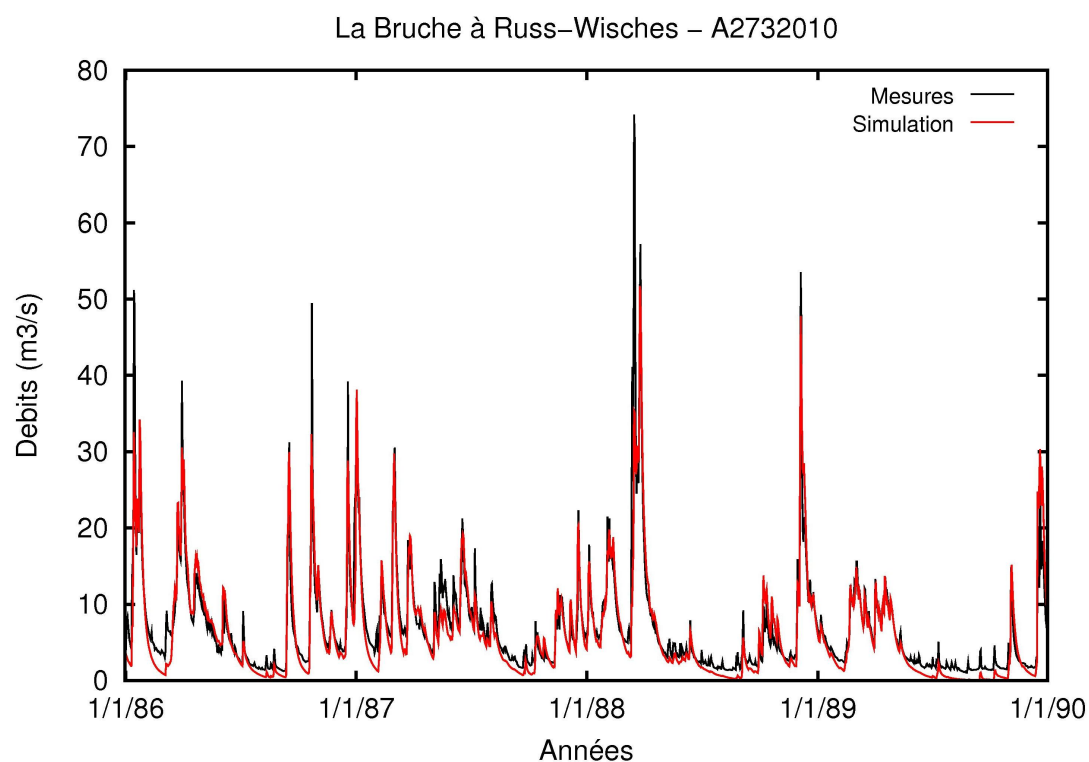


FIGURE A.3 – Débits mesurés et simulés aux stations de la Bruche à Russ-Wisches (en haut) et de la Dreisam à Ebnet (en bas).

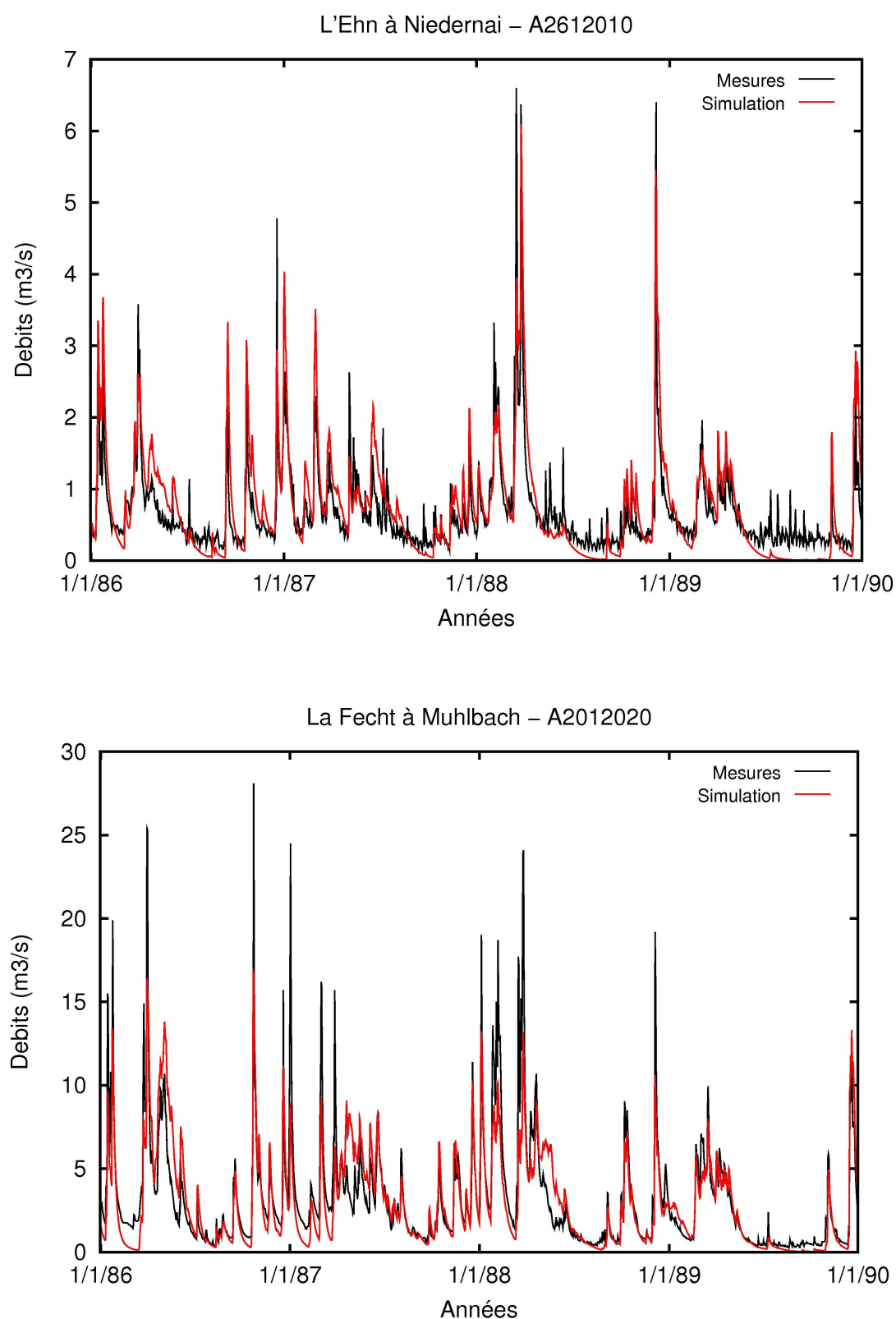


FIGURE A.4 – Débits mesurés et simulés aux stations de l'Ehn à Niedernai (en haut) et de la Fecht à Muhlbach (en bas).

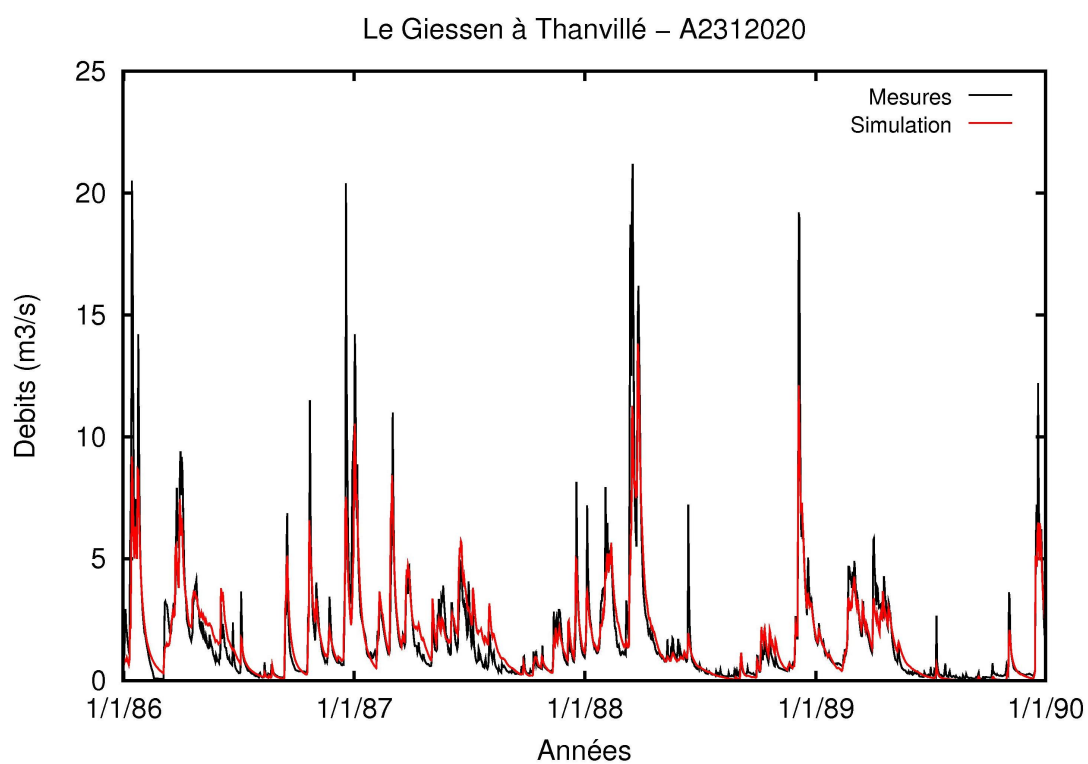
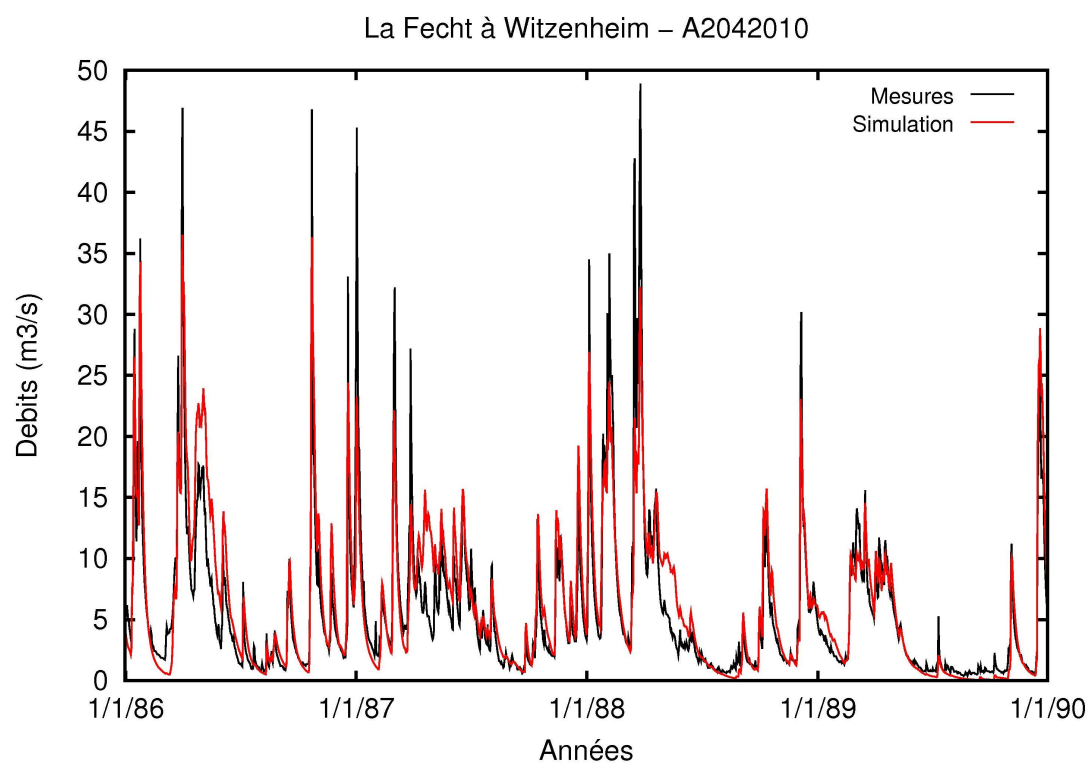


FIGURE A.5 – Débits mesurés et simulés aux stations de la Fecht à Witzenheim (en haut) et du Giessen à Thanvillé (en bas).

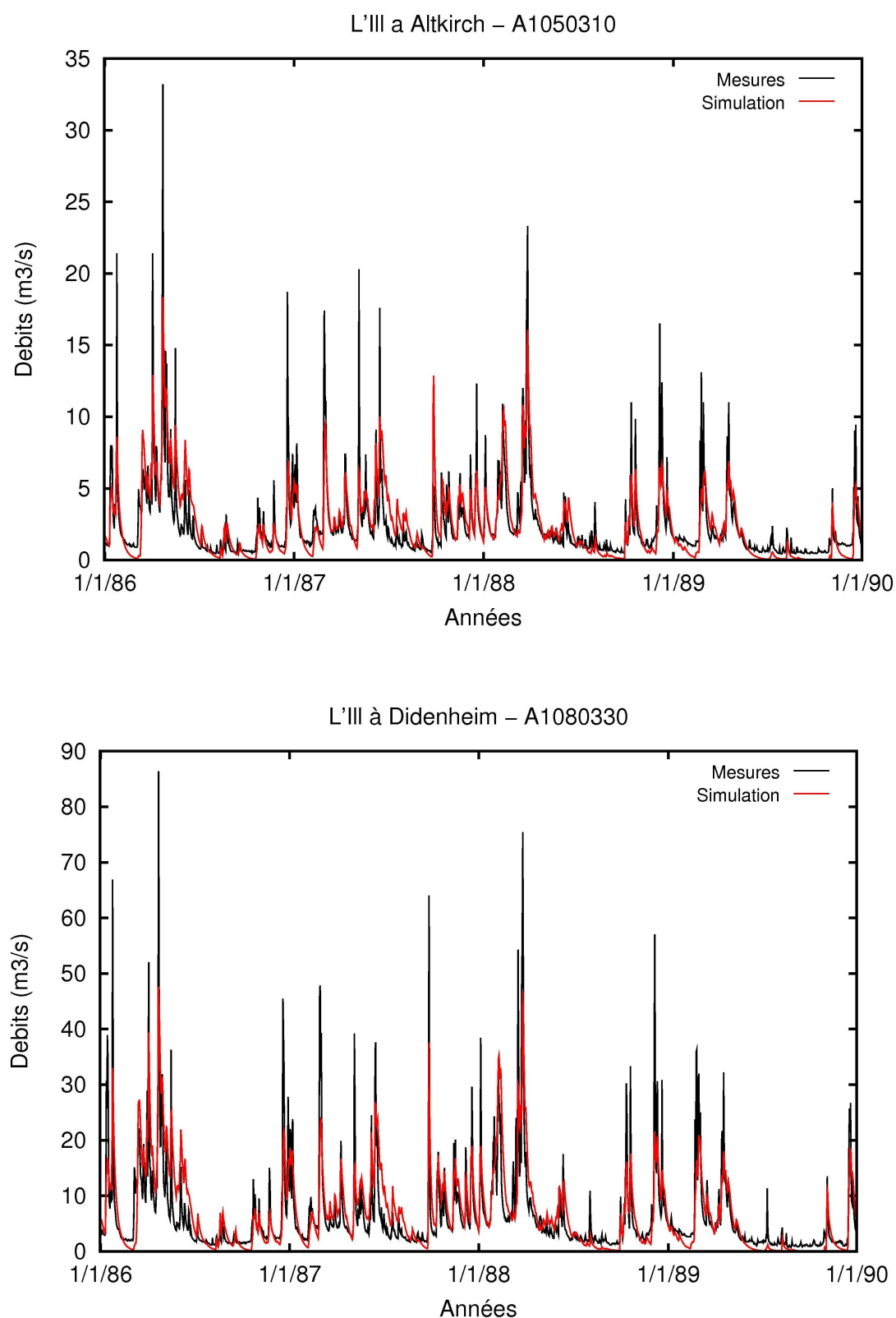


FIGURE A.6 – Débits mesurés et simulés aux stations de l'Il à Altkirch (en haut) et de l'Il à Didenheim (en bas).

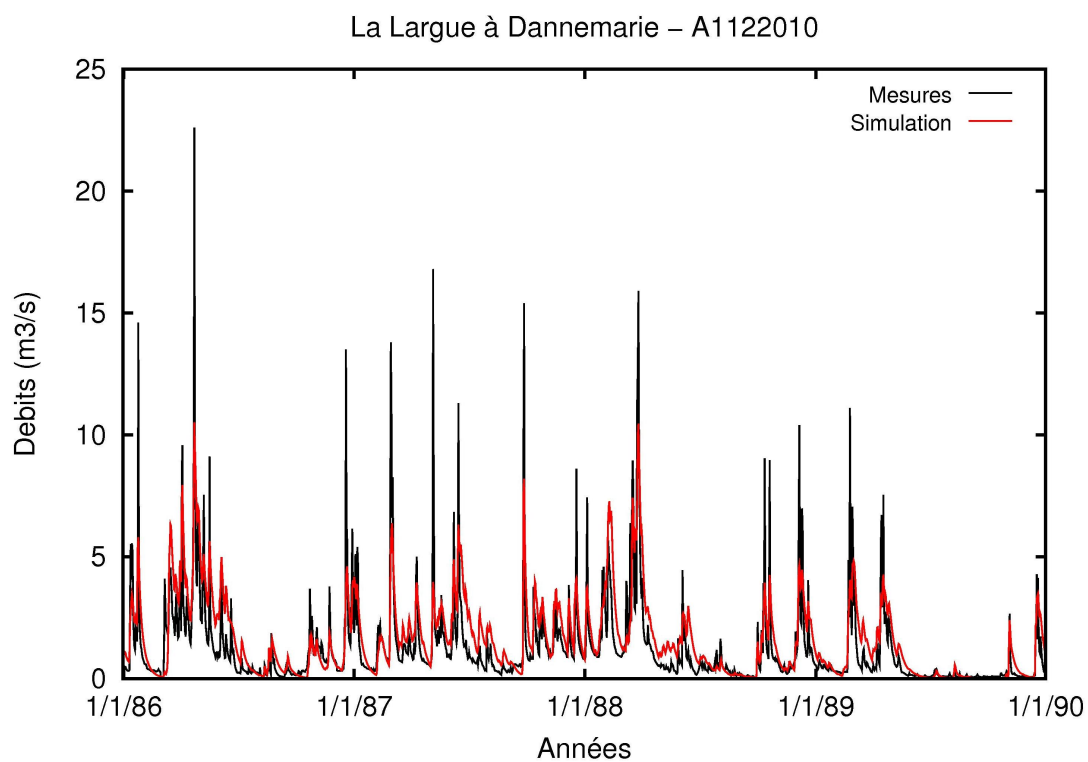
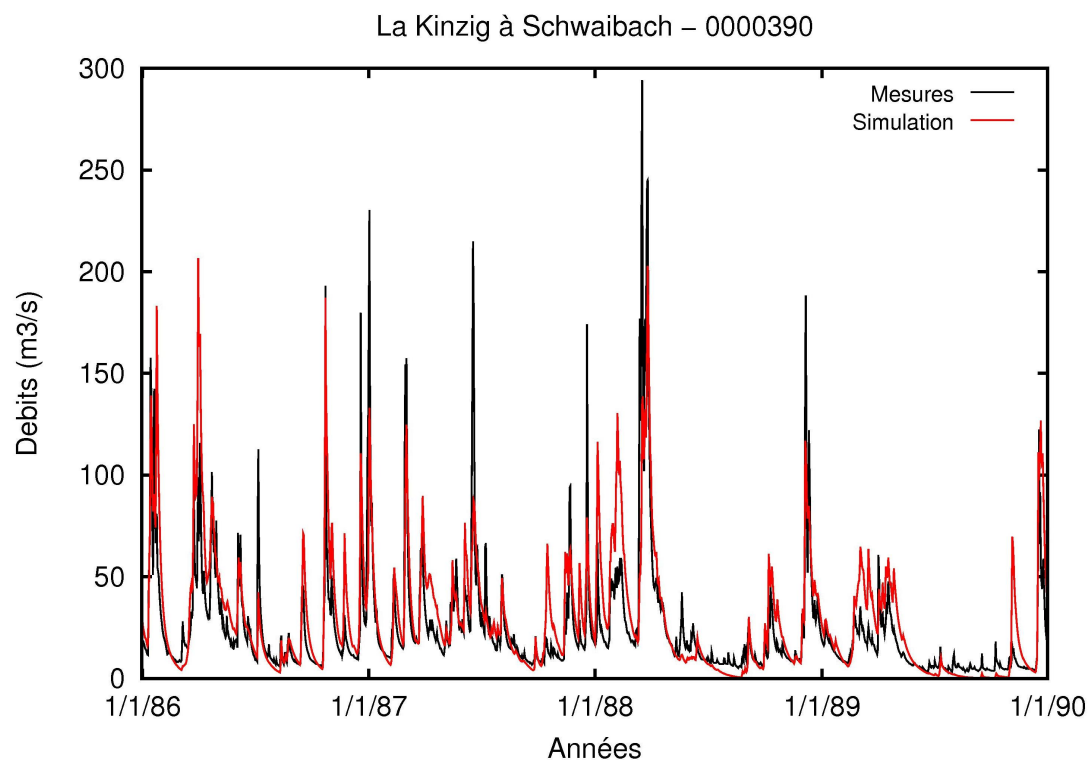


FIGURE A.7 – Débits mesurés et simulés aux stations de la Kinzig à Schwaibach (en haut) et de la Largue à Dannemarie (en bas).

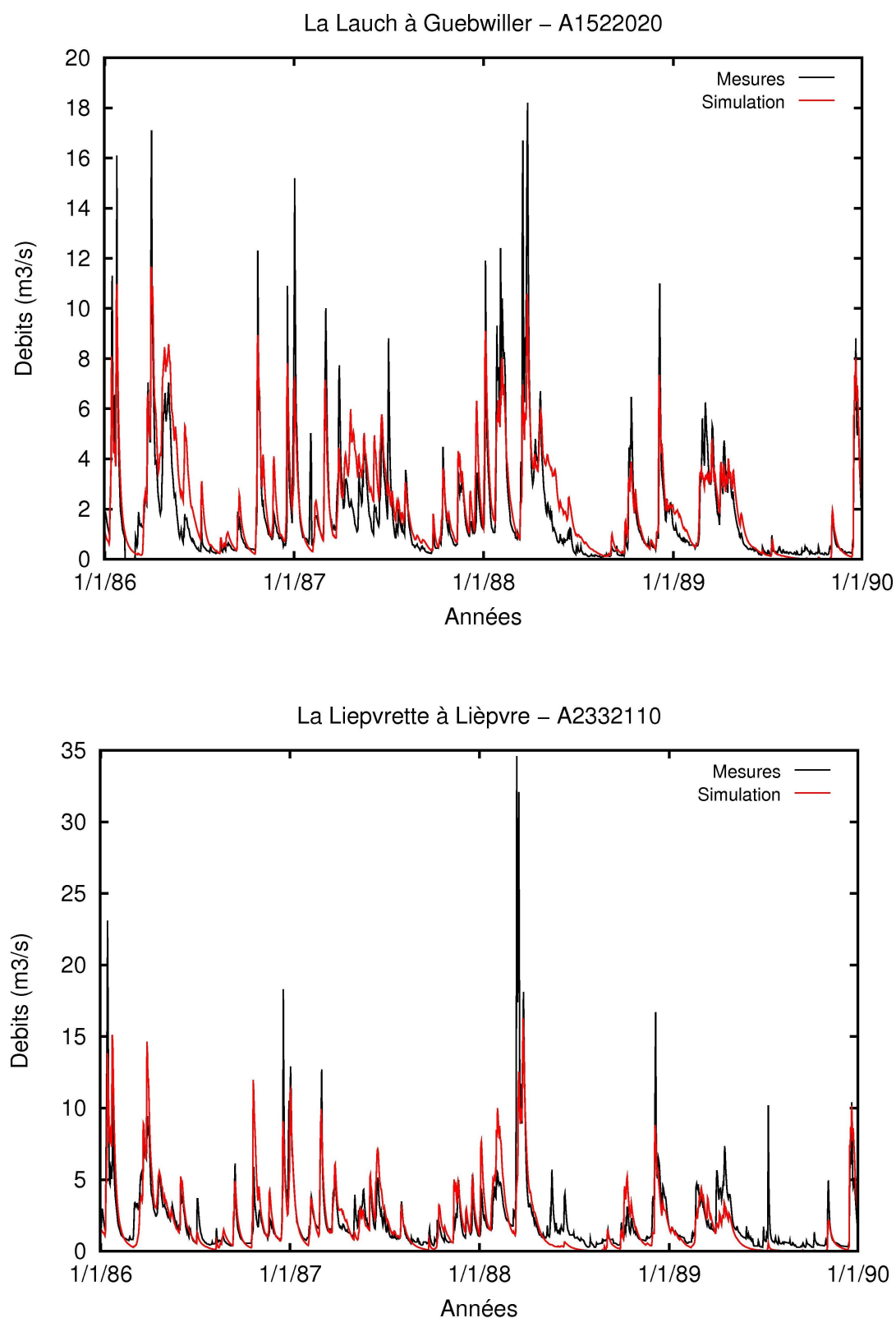


FIGURE A.8 – Débits mesurés et simulés aux stations de la Lauch à Guebwiller (en haut) et de la Lièpvrette à Lièpvre (en bas).



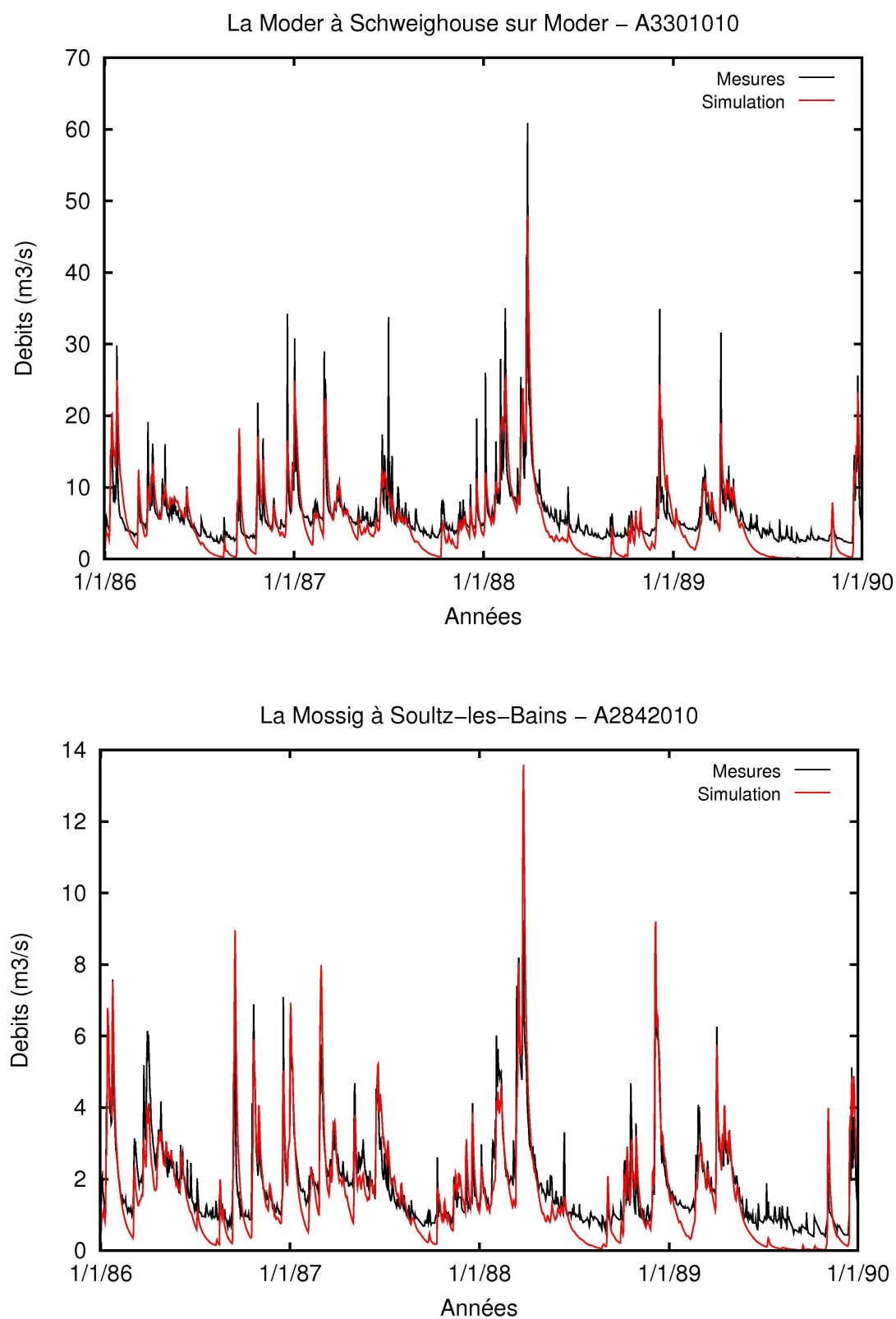


FIGURE A.9 – Débits mesurés et simulés aux stations de la Moder à Schweighouse (en haut) et de la Mossig à Sultz (en bas).

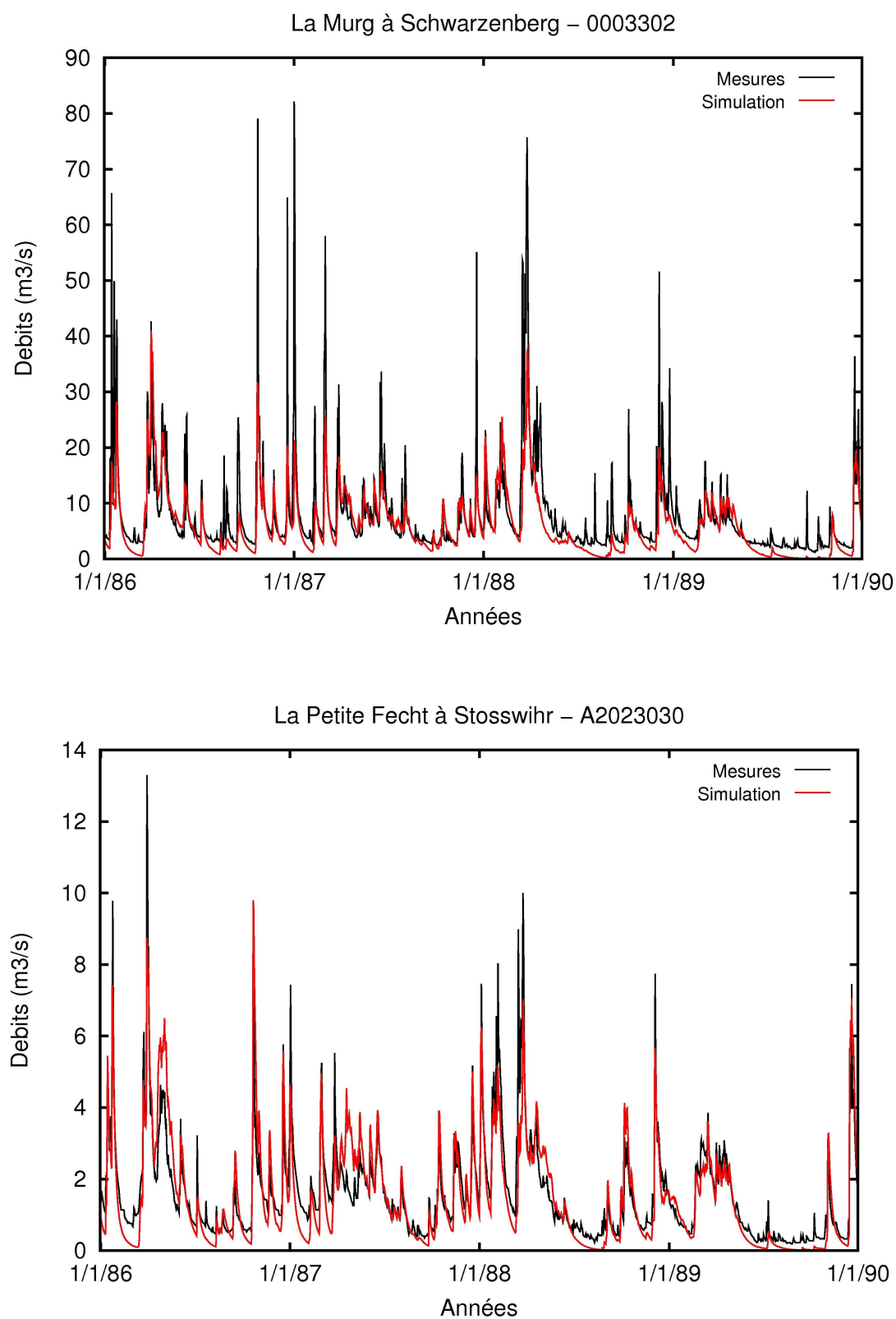


FIGURE A.10 – Débits mesurés et simulés aux stations de la Murg à Schwarzenberg (en haut) et de la Petite Fecht à Stosswehr (en bas).

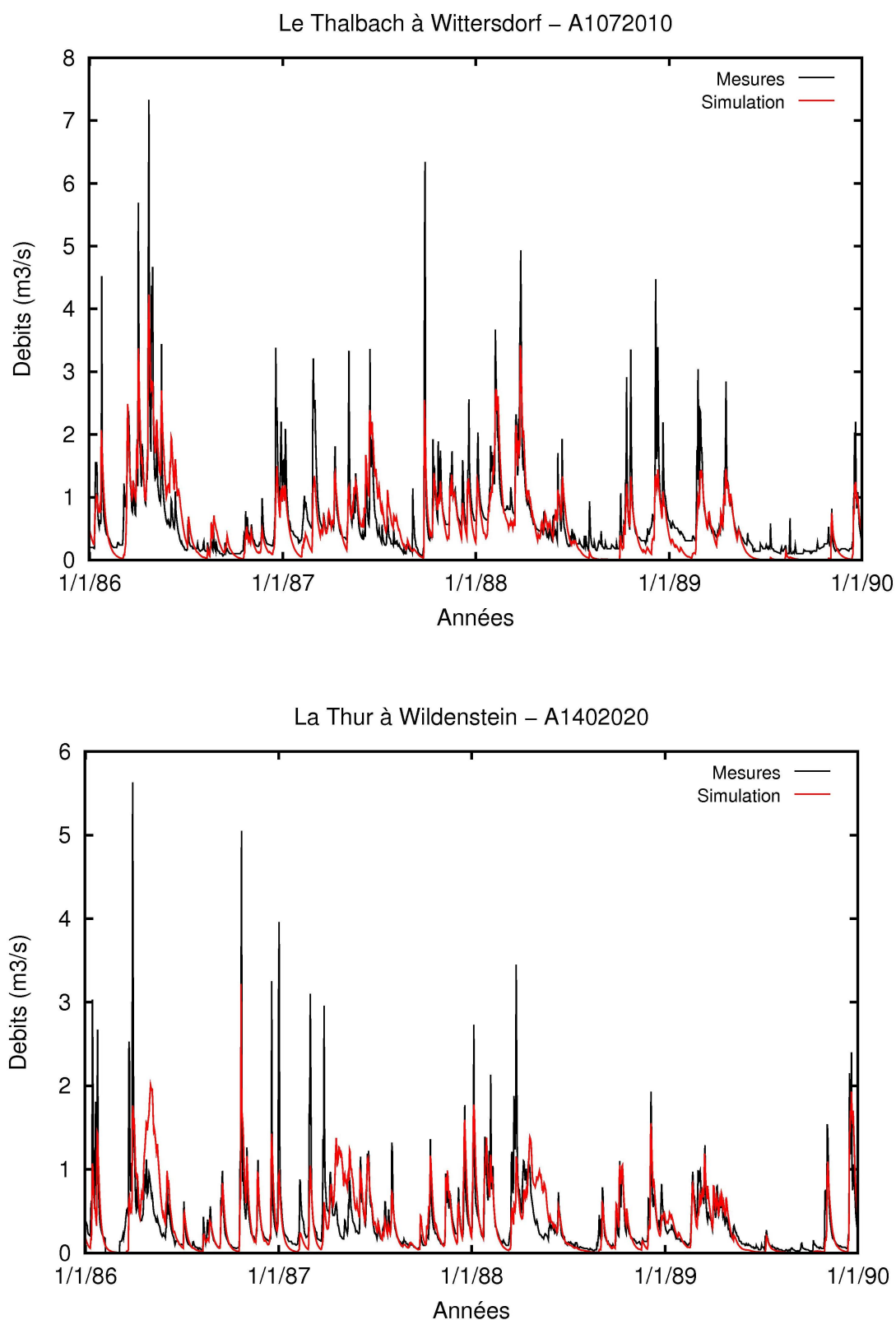


FIGURE A.11 – Débits mesurés et simulés aux stations du Thalbach à Wittersdorf (en haut) et de la Thur à Wildenstein (en bas).

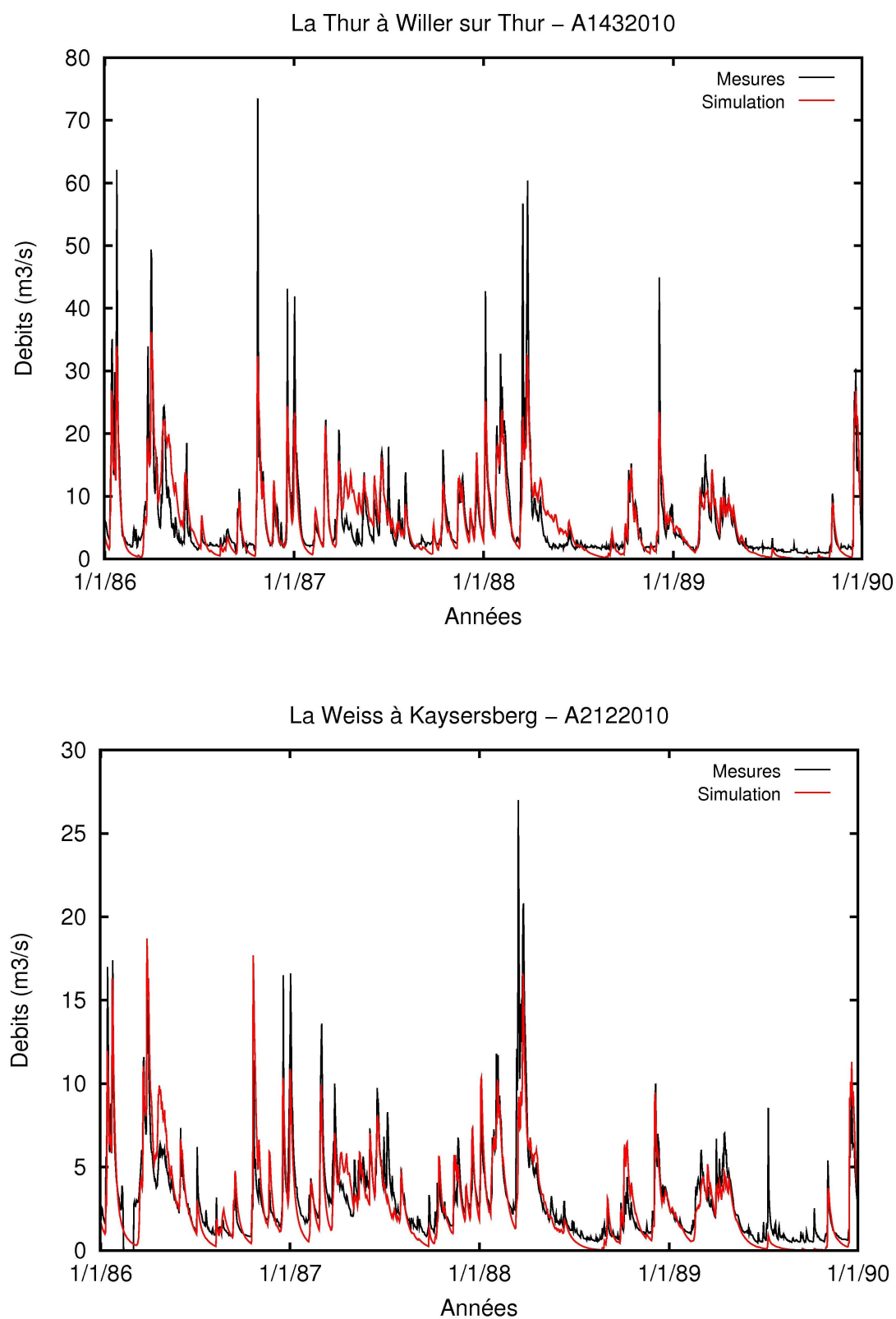


FIGURE A.12 – Débits mesurés et simulés aux stations de la Thur à Willer-sur-Thur (en haut) et de la Weiss à Kayzersberg (en bas).

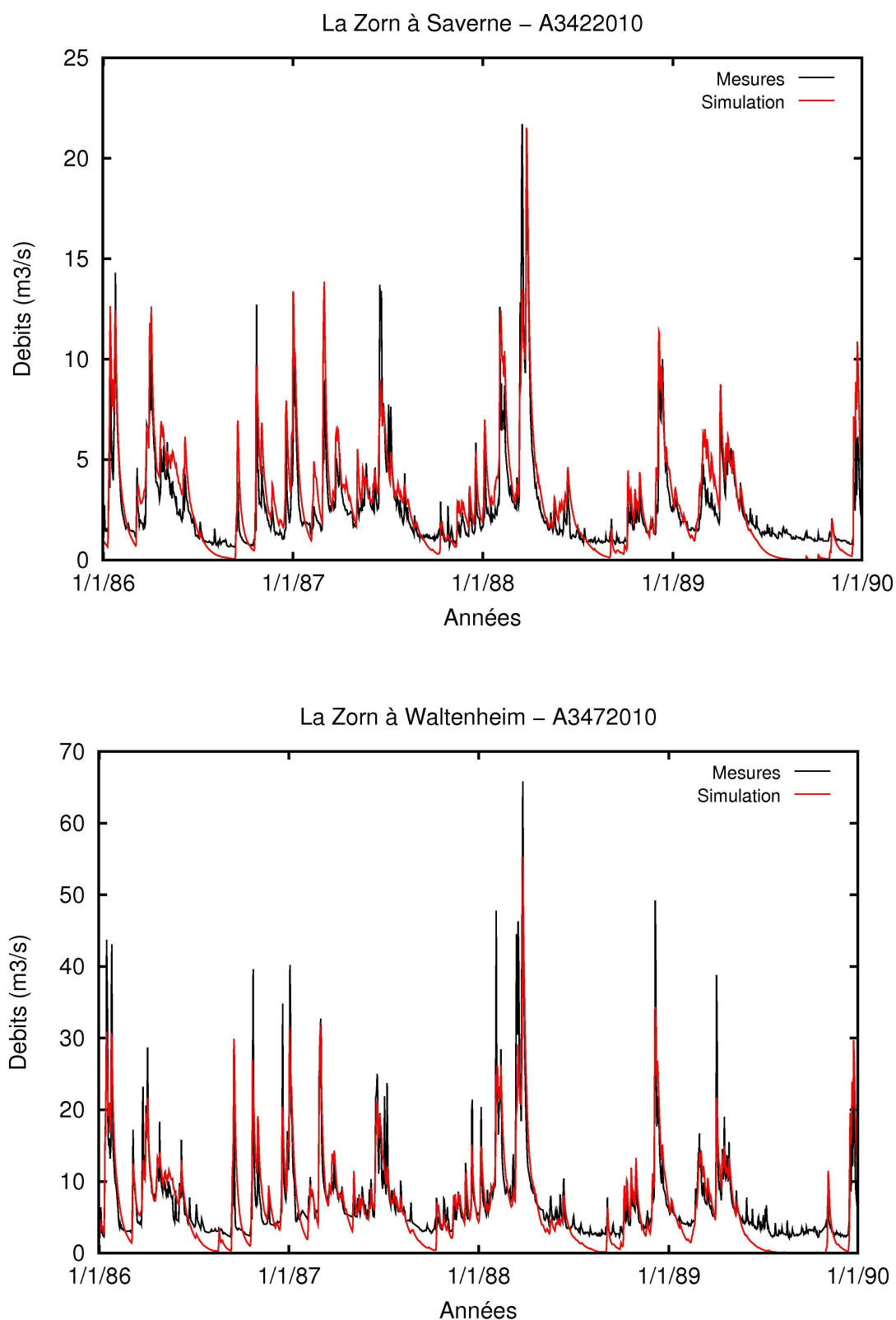


FIGURE A.13 – Débits mesurés et simulés aux stations de la Zorn à Saverne (en haut) et de la Zorn à Waltenheim-sur-Zorn (en bas).

## A.2 Débits des cours d'eau dans la plaine alluviale

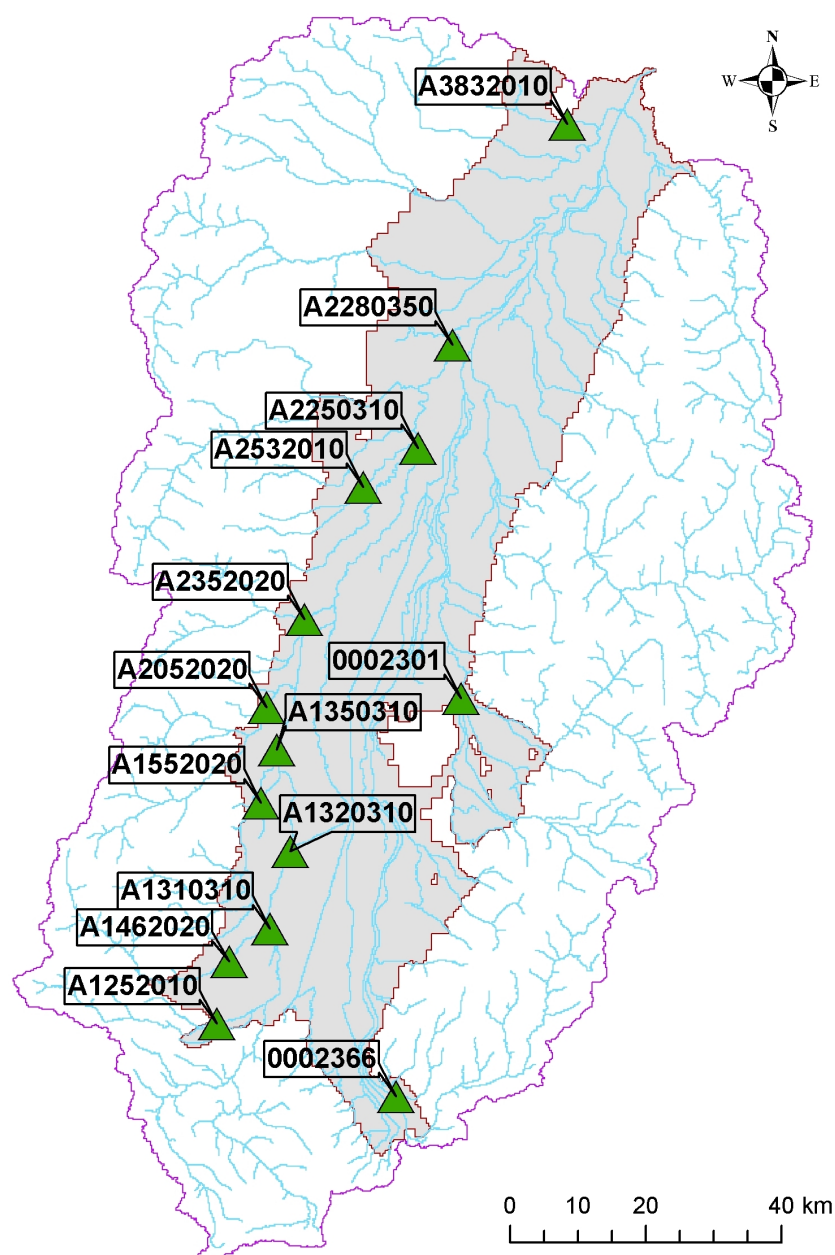


FIGURE A.14 – Carte de situation des quatorze stations hydrométriques situées dans la plaine alluviale du Rhin pour lesquelles on présente les chroniques de débits observées et simulées.

Les paramètres hydrodynamiques utilisés dans le modèle pour l'aquifère alluvial ont une influence sur les débits simulés aux stations hydrométriques situées dans la plaine alluviale du Rhin. Pour cette raison on présente les débits simulés obtenus avec les 9 simulations qui ont été retenues au chapitre 2.

Les paramètres utilisés dans chacune des 9 simulations sont rappelés au tableau A.1.

Quatorze stations hydrométriques ayant des mesures en continu sur la période 1986-1989 ont

Simulation 1	Reference
Simulation 2	T hpp18
Simulation 3	T hpp47
Simulation 4	T hpp103
Simulation 5	$Q_{lim} = 25L/s$
Simulation 6	$T_p = 0.5m^2/s$
Simulation 7	$T_p = 0.1m^2/s$
Simulation 8	H Rhin fixes
Simulation 9	$Q_i * 0.77036$

TABLE A.1 – Paramètres hydrodynamiques des neuf simulations retenues pour présenter les résultats en piézométrie et en débits.

été sélectionnées pour cette partie. Leur localisation est présentée à la figure A.14.

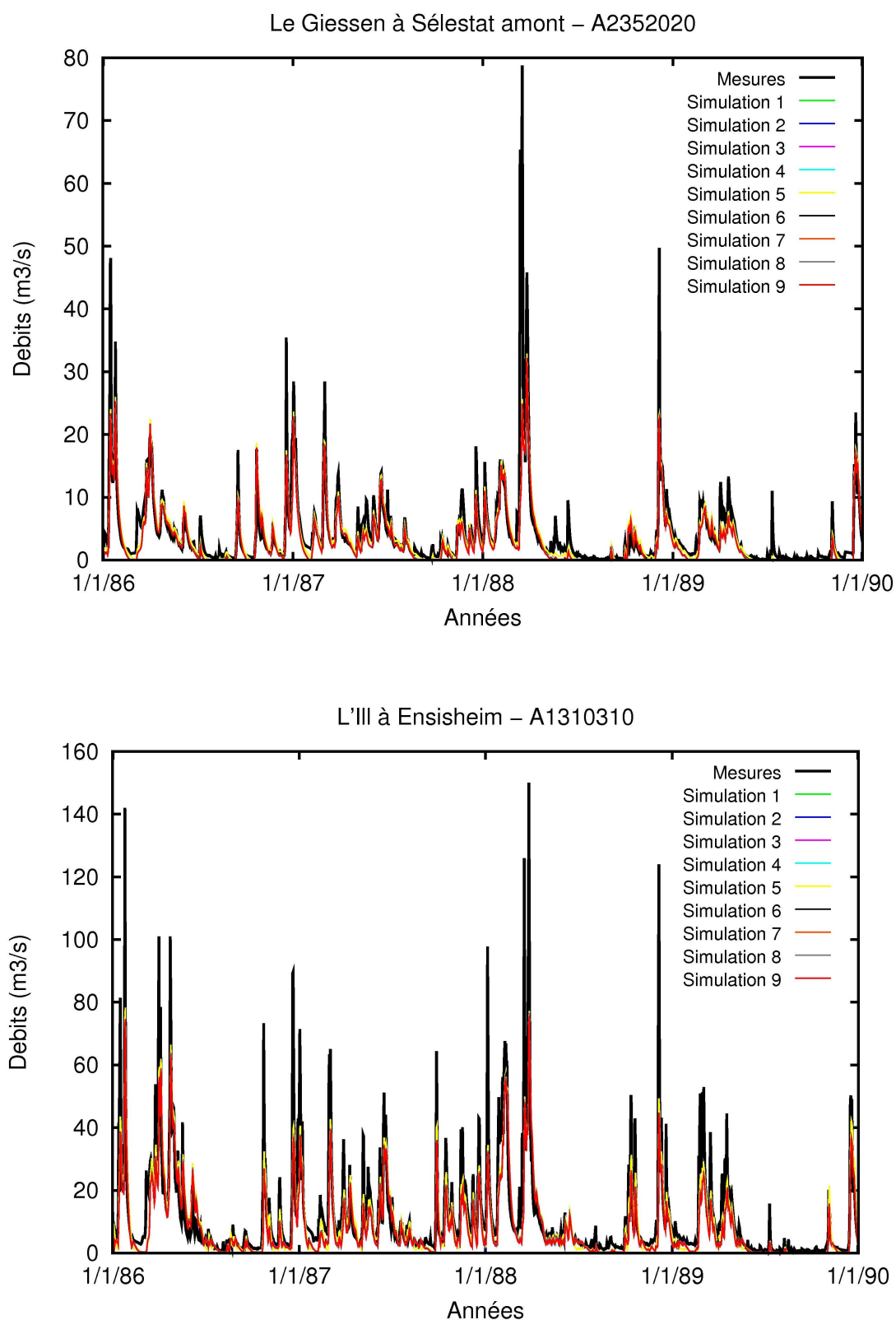


FIGURE A.15 – Débits mesurés et simulés aux stations du Giessen à Sélestat (en haut) et de l'III à Ensisheim (en bas).



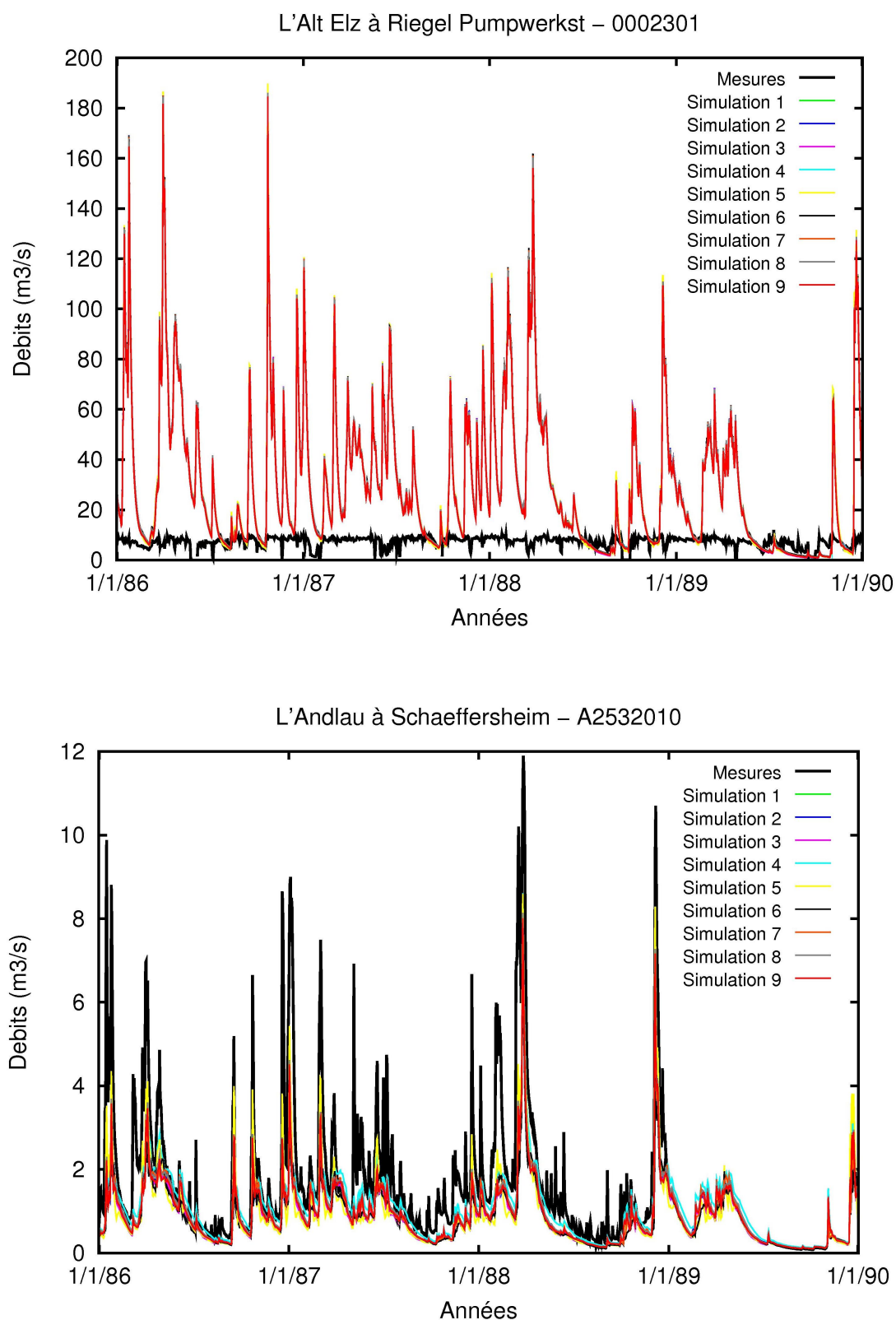


FIGURE A.16 – Débits mesurés et simulés aux stations de l'Alt Elz à Riegel Pumpwerk (en haut) et de l'Andlau à Schaeffersheim (en bas).

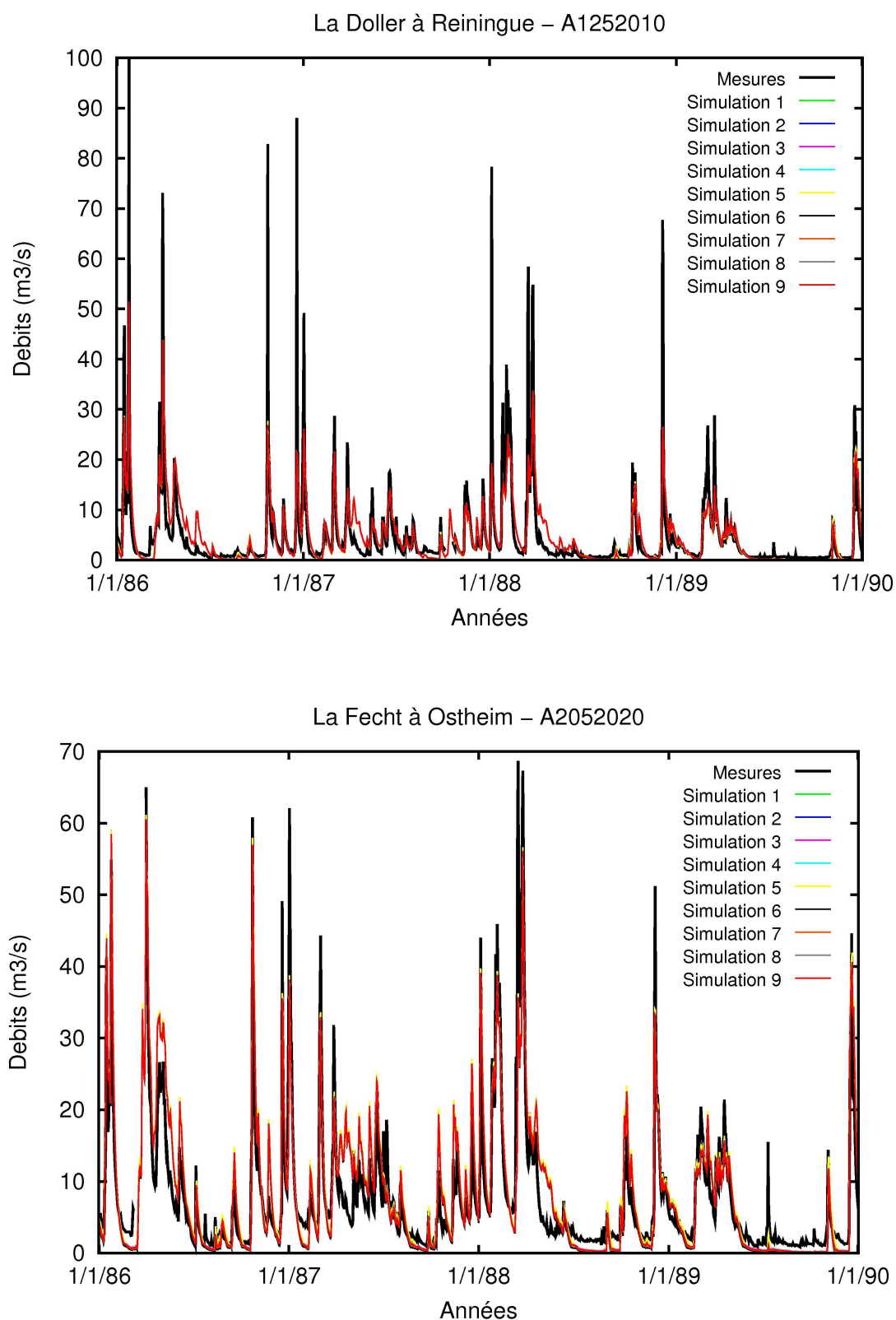


FIGURE A.17 – Débits mesurés et simulés aux stations de la Doller à Reiningue (en haut) et de la Fecht à Ostheim (en bas).

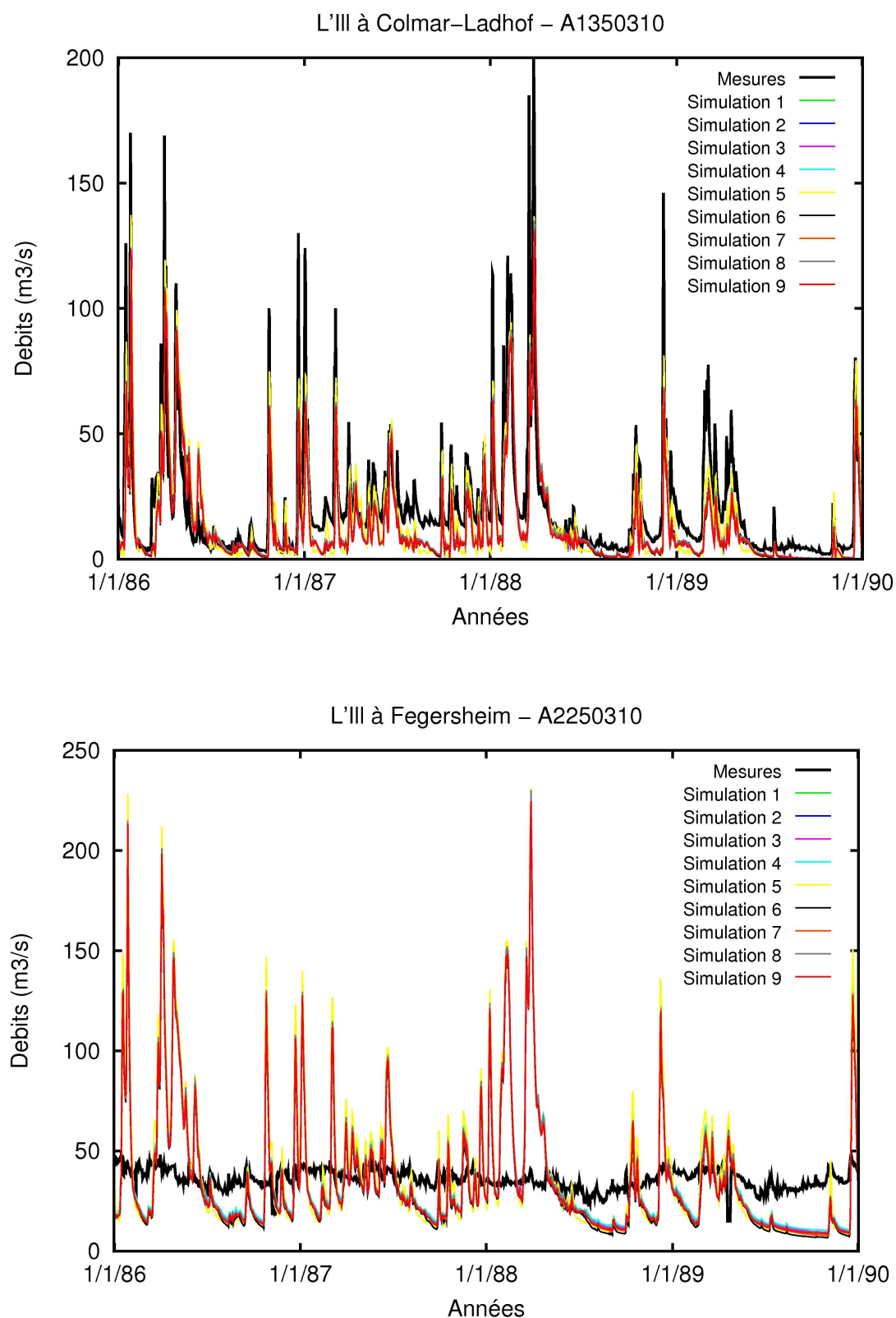


FIGURE A.18 – Débits mesurés et simulés aux stations de l'Ill à Colmar-Ladhof (en haut) et de l'Ill à Fegersheim (en bas).

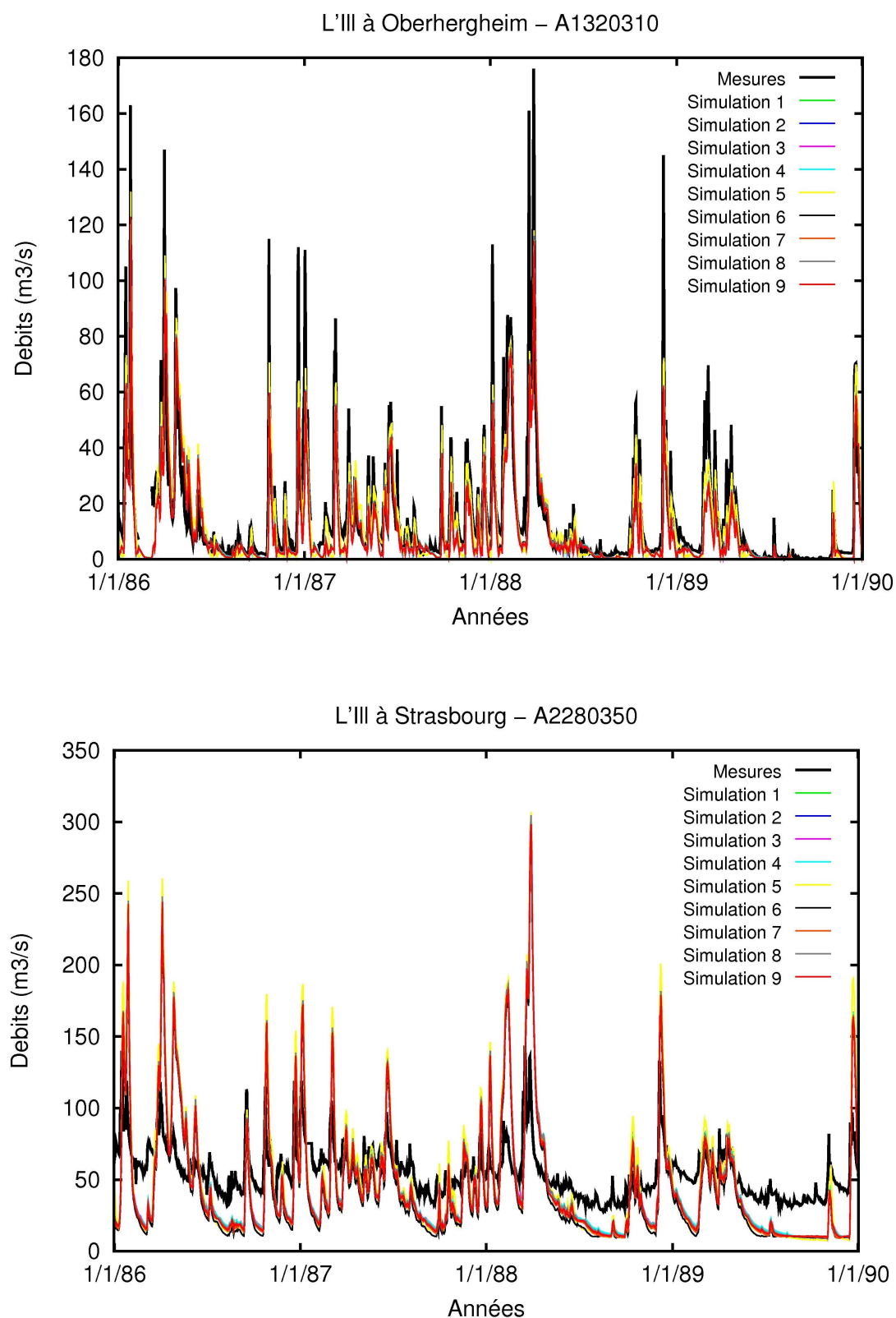


FIGURE A.19 – Débits mesurés et simulés aux stations de l'Ill à Oberhergheim (en haut) et de l'Ill à Strasbourg (en bas).

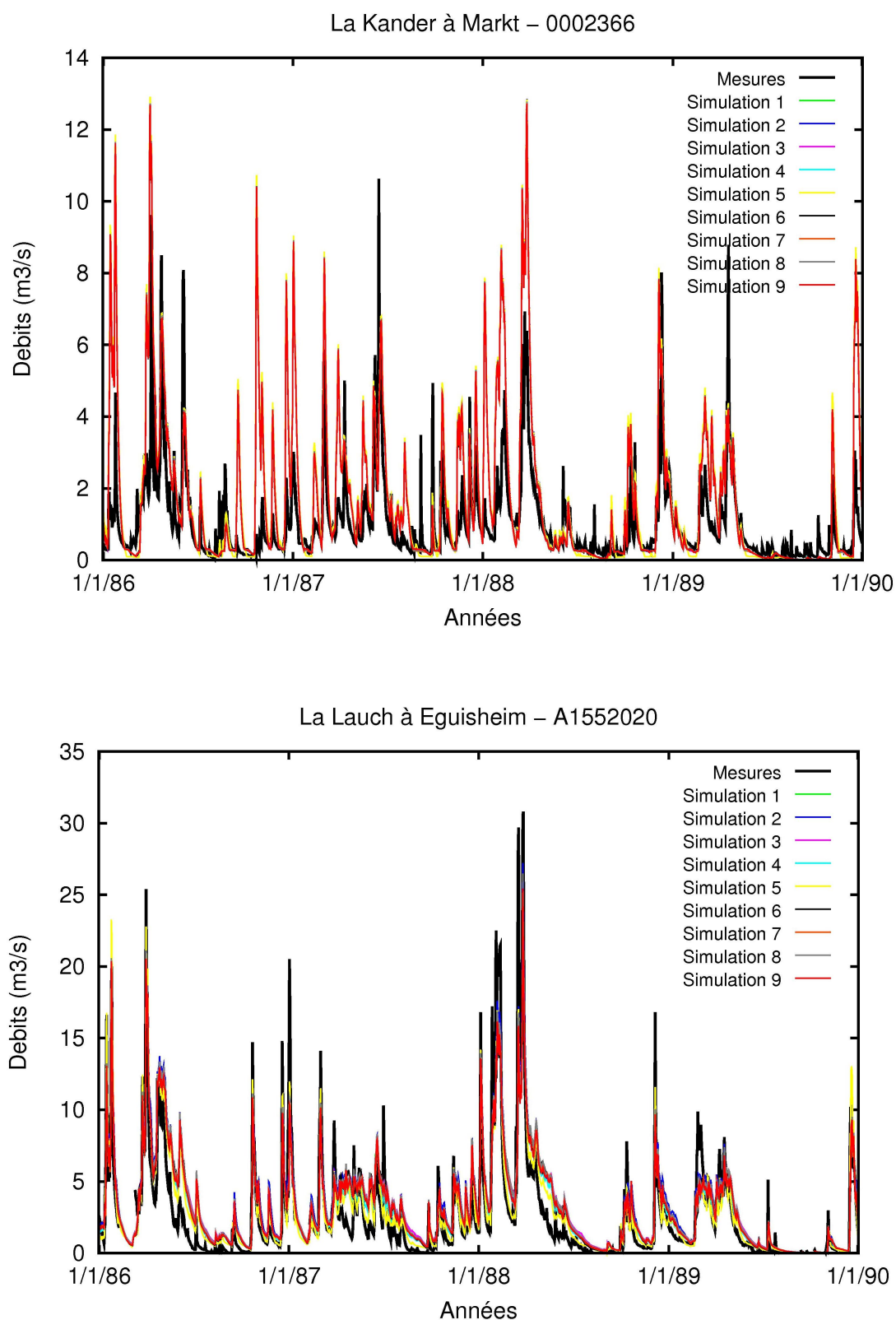


FIGURE A.20 – Débits mesurés et simulés aux stations de la Kander à Markt (en haut) et de la Lauch à Eguisheim (en bas).

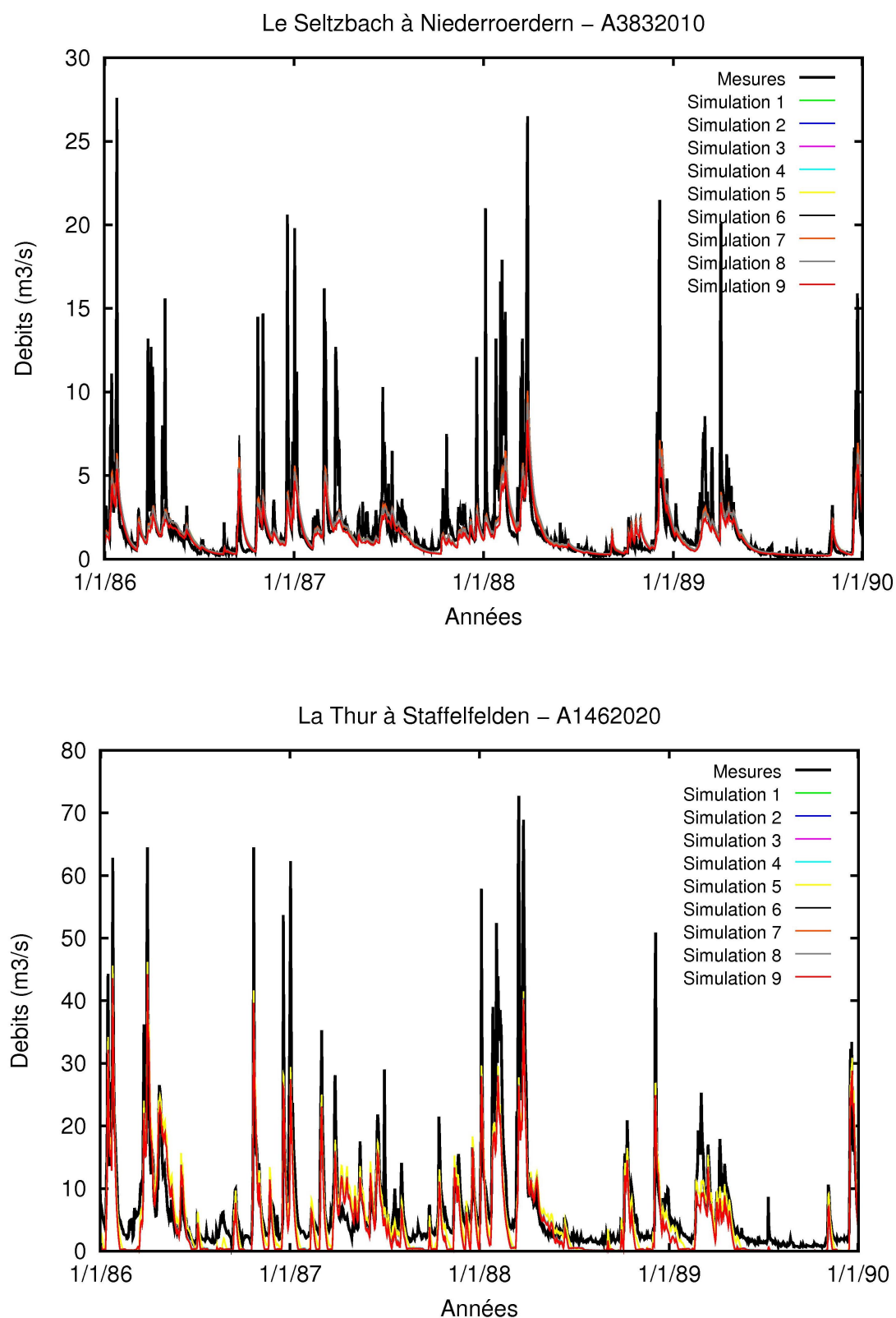


FIGURE A.21 – Débits mesurés et simulés aux stations du Seltzbach à Niederroerden (en haut) et de la Thur à Staffelfelden (en bas).



### A.3 Piézométrie de la nappe alluviale

De la même façon que pour les débits simulés dans la plaine alluviale, on présente ici les résultats en piézométrie pour les 9 simulations retenues au chapitre 2. Les paramètres utilisés dans chacune des 9 simulations sont rappelés au tableau A.1. On a sélectionné 12 piézomètres répartis géographiquement sur l'aquifère alluvial, dont la localisation est présentée à la figure A.22.

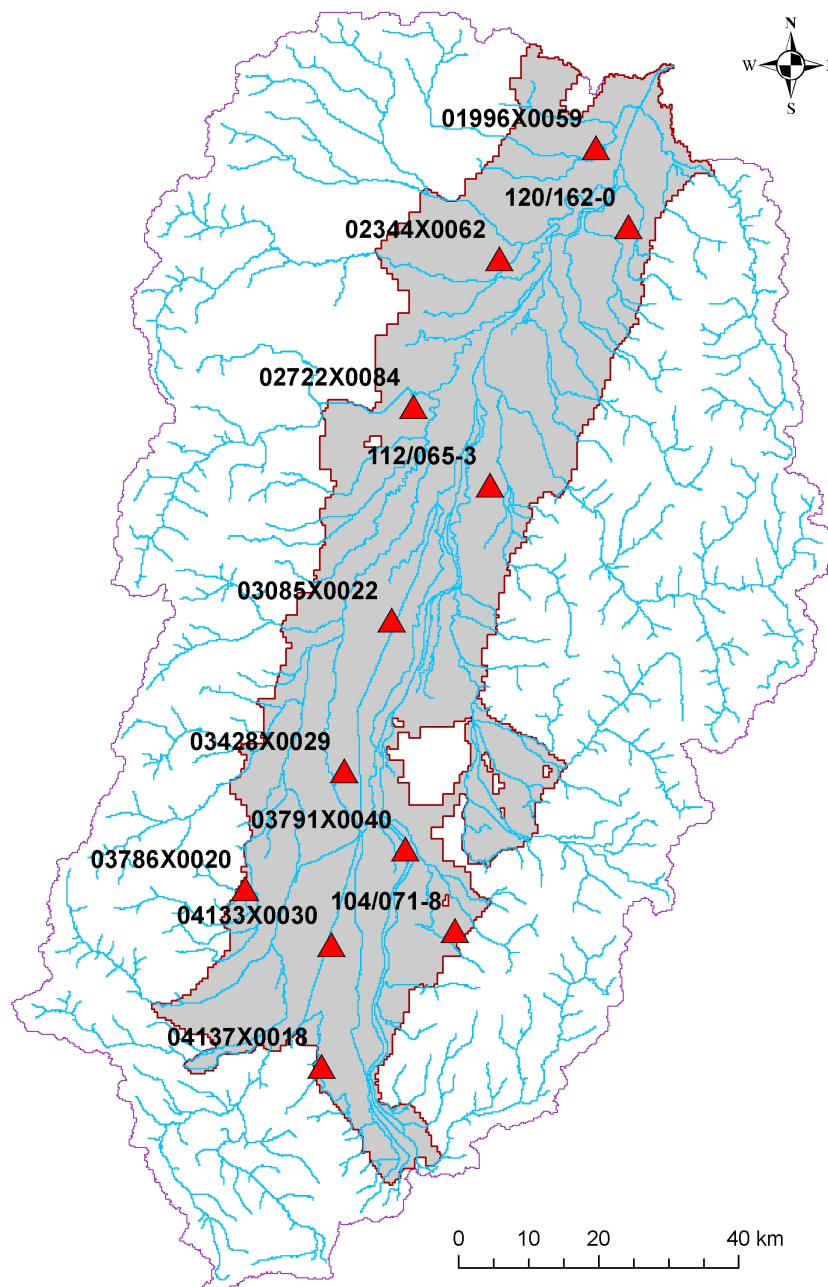


FIGURE A.22 – Carte de situation des douze piézomètres pour lesquels on présente les chroniques piézométriques observées et simulées.

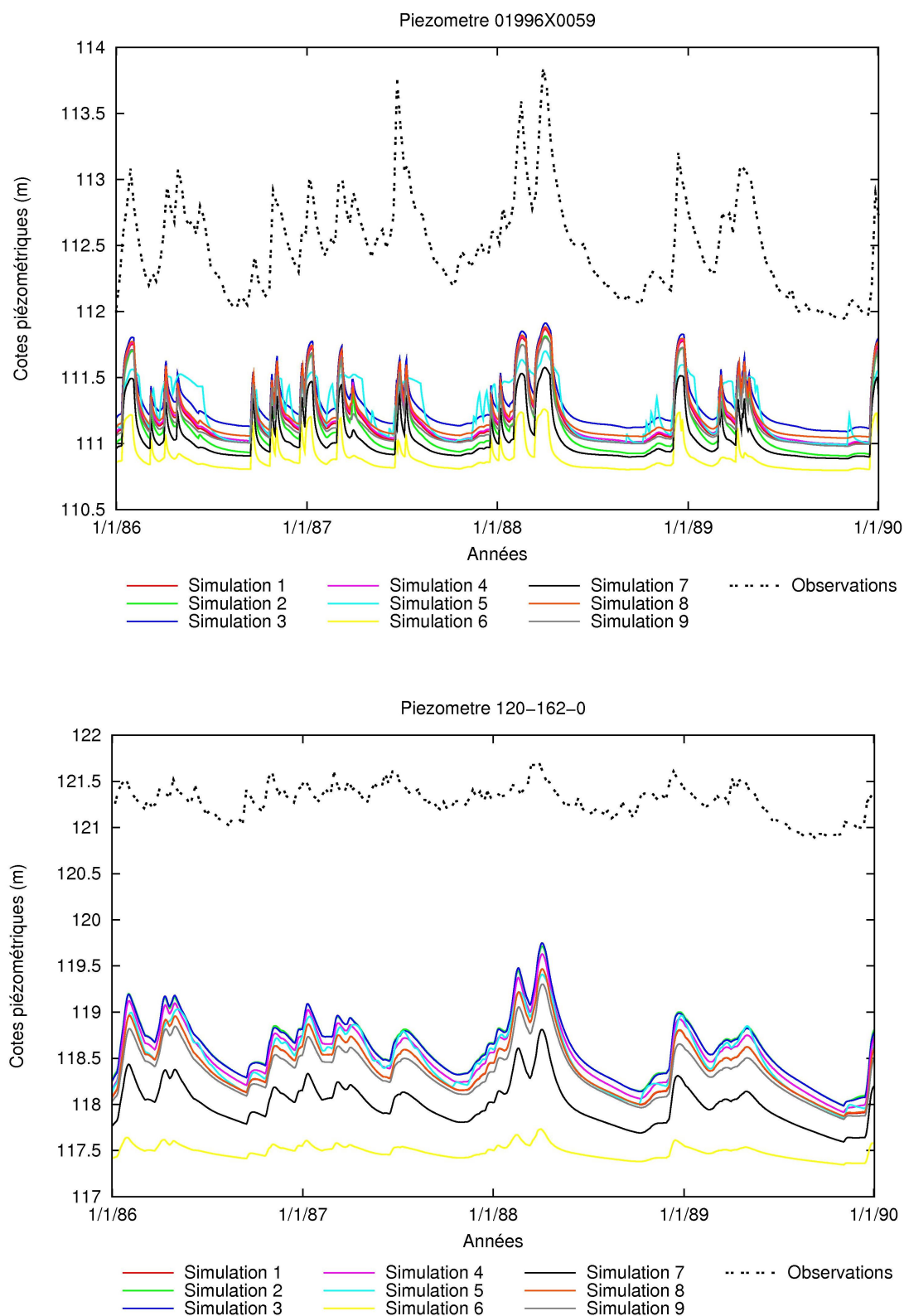


FIGURE A.23 – Niveaux piézométriques mesurés et simulés aux piézomètres 01996X0059 (en haut) et 120-162-0 (en bas).



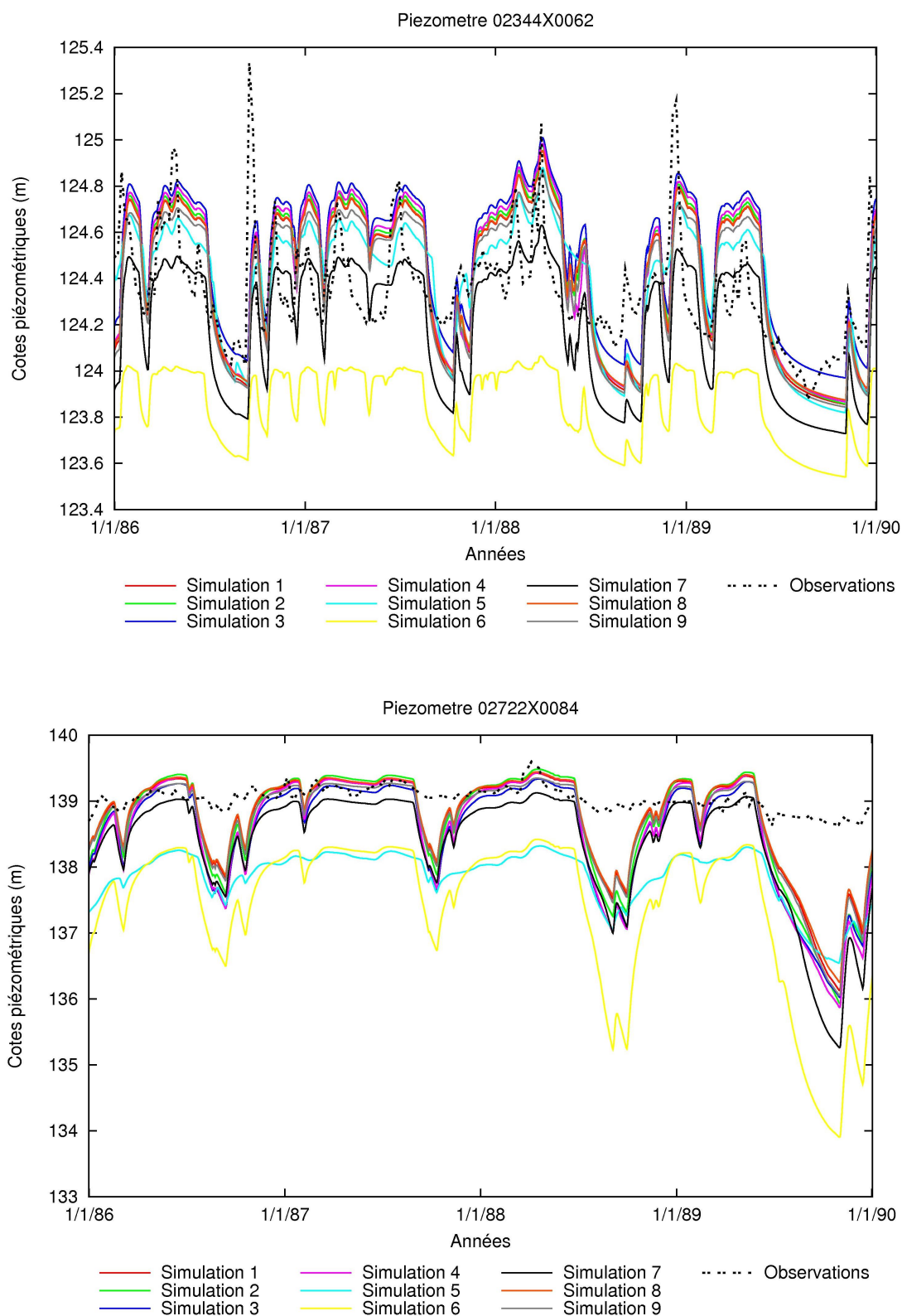


FIGURE A.24 – Niveaux piézométriques mesurés et simulés aux piézomètres 02344X0062 (en haut) et 02722X0084 (en bas).

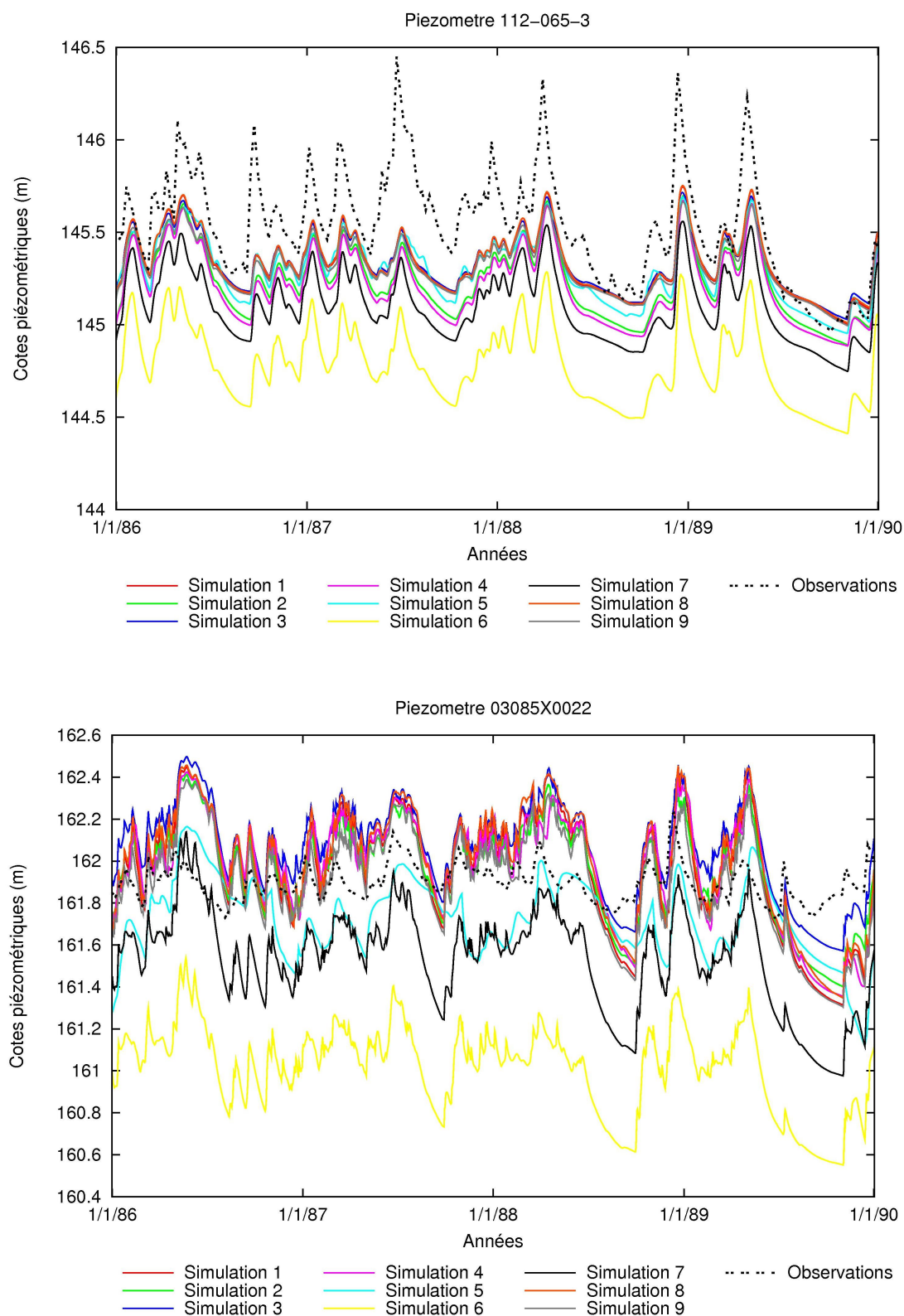


FIGURE A.25 – Niveaux piézométriques mesurés et simulés aux piézomètres 112-065-3 (en haut) et 03085X0022 (en bas).

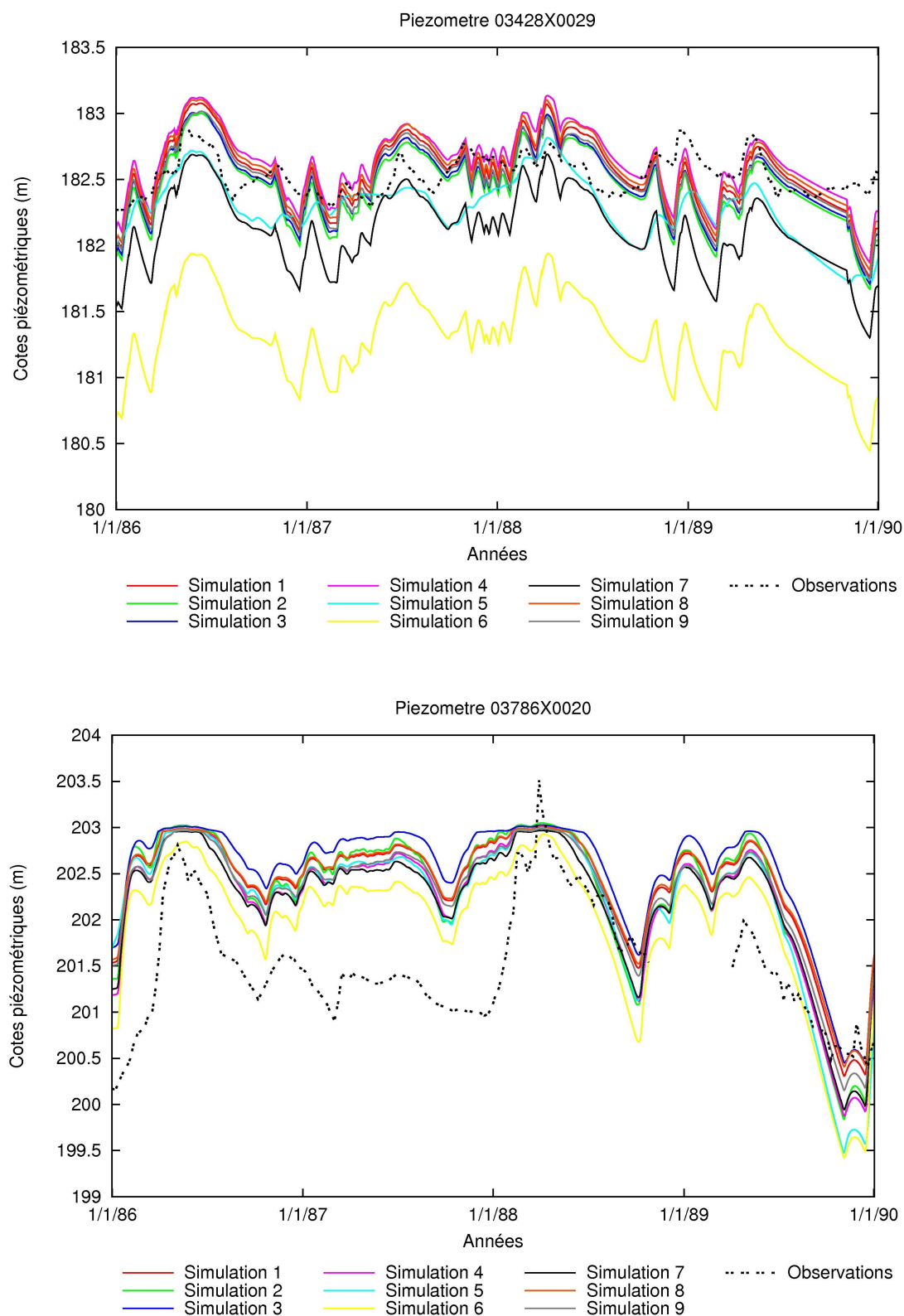


FIGURE A.26 – Niveaux piézométriques mesurés et simulés aux piézomètres 03428X0029 (en haut) et 3786X0020 (en bas).

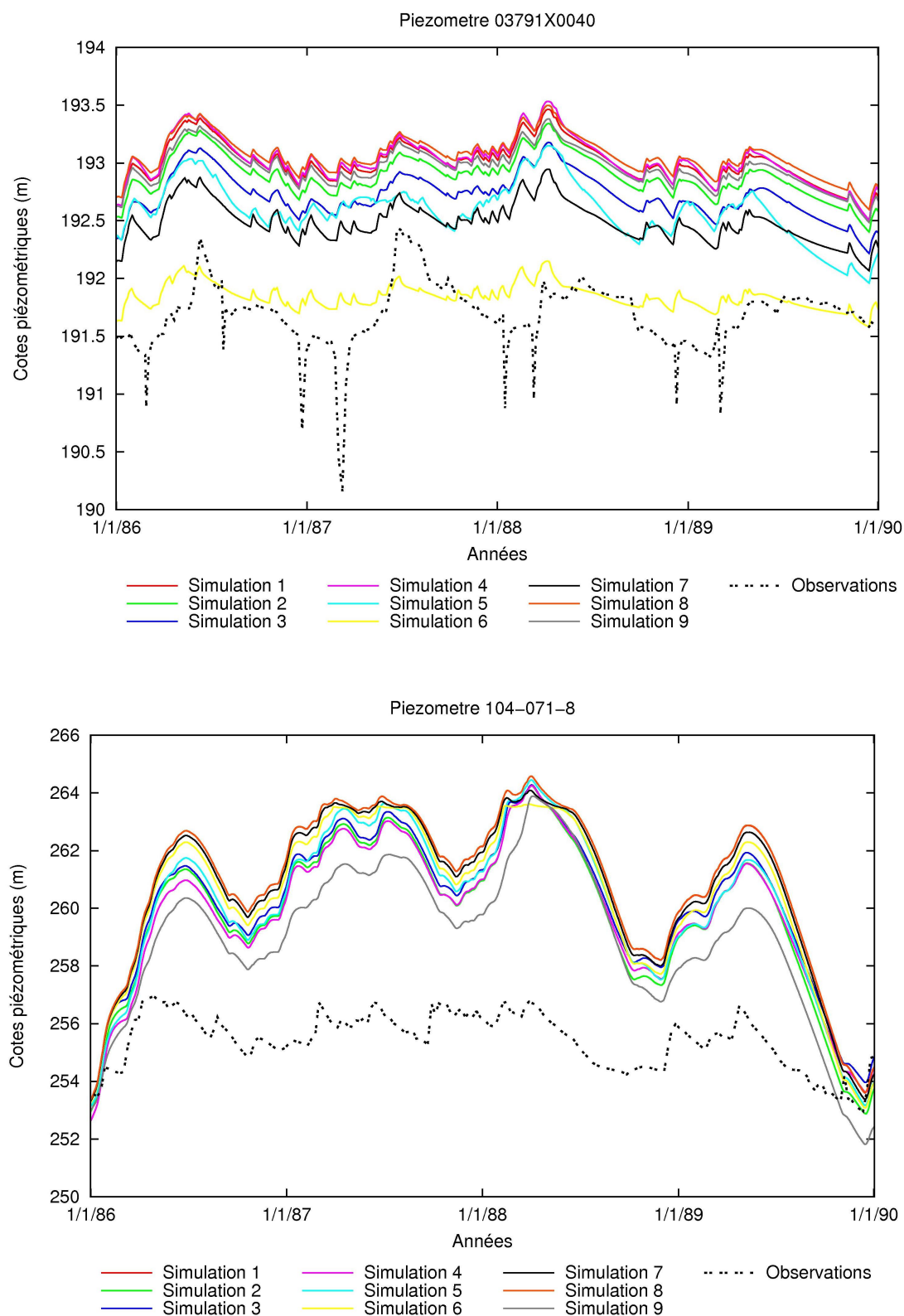


FIGURE A.27 – Niveaux piézométriques mesurés et simulés aux piézomètres 03791X0040 (en haut) et 104-071-8 (en bas).

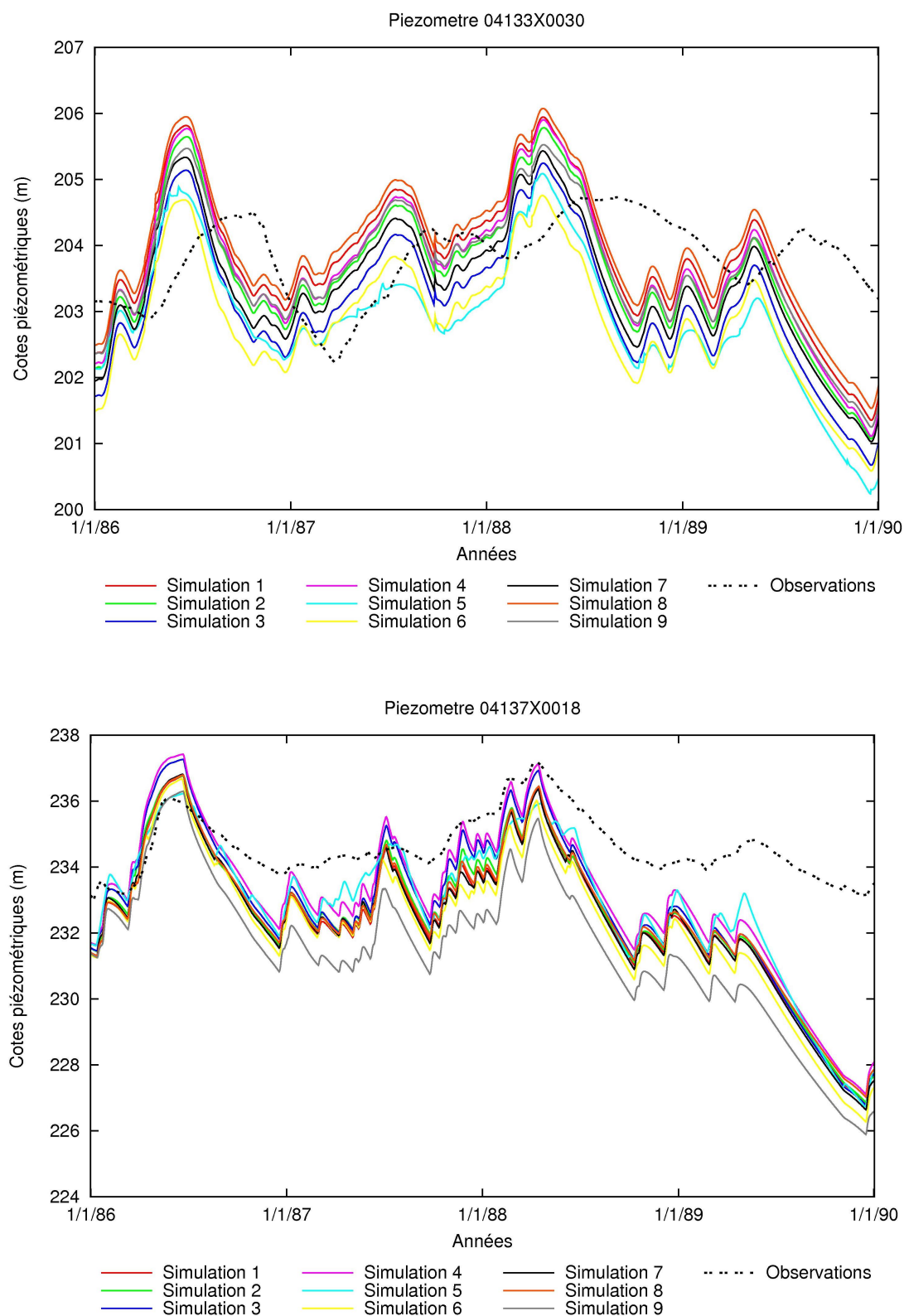


FIGURE A.28 – Niveaux piézométriques mesurés et simulés aux piézomètres 04133X0030 (en haut) et 04137X0018 (en bas).





## **L'aquifère alluvial du fossé rhénan supérieur : fonctionnement, vulnérabilités actuelles et prévisibles sous l'impact du changement climatique.**

**Résumé :** Ce travail de thèse s'est intéressé à la modélisation de l'aquifère alluvial du fossé rhénan supérieur, un hydrosystème de grande importance régionale, situé dans la partie franco-allemande du bassin du Rhin. Cet aquifère est caractérisé par des interactions nappes-rivières très importantes, qui sont encore relativement mal quantifiées du fait des fortes variations spatiales et temporelles qui les affectent.

La modélisation hydrogéologique réalisée avec le logiciel MODCOU s'étend à la fois sur la plaine alluviale, et les bassins versants montagneux caractérisés par de fortes précipitations et des écoulements de subsurface vers la nappe alluviale du Rhin. La sensibilité du modèle à plusieurs paramètres hydrodynamiques a été testée, et la comparaison des simulations avec les observations piézométriques et hydrométriques grâce à des méthodes statistiques a permis d'estimer que l'infiltration des rivières représente plus des trois quarts de la recharge de la nappe.

L'impact du changement climatique sur le fonctionnement de ce bassin a ensuite été estimé en prenant en compte plusieurs modèles de circulation générale, scénarios d'émission de gaz à effet de serre (SRES), et jeux de paramètres hydrodynamiques. Les projections climatiques utilisées conduisent à une assez forte dispersion des réponses en termes de débits et de piézométrie. Cependant, on constate une diminution généralisée de la recharge de la nappe, qui s'accroît à l'horizon 2100. L'évolution de la saisonnalité des écoulements est assez homogène pour l'ensemble des projections. L'analyse des incertitudes indique que la variance associée aux paramètres hydrodynamiques est assez faible, les principales sources d'incertitudes provenant des modèles de climat et des scénarios d'émission de gaz à effet de serre.

**Mots clés :** Hydrogéologie, Modélisation, Vulnérabilité, Bassin du Rhin Supérieur, Changement climatique.

## **The Upper Rhine Graben alluvial aquifer: functioning and vulnerability under present day and climate change conditions**

**Abstract:** This Phd focuses on the hydrogeological modelling of the upper Rhine graben alluvial aquifer. This hydrosystem of regional importance is located in the French-German part of the Rhine basin. The aquifer is characterized by important river-aquifer interactions which have not been accurately quantified due to their high variations over space and time.

The hydrogeological model developed with the MODCOU software includes the plain where the aquifer lies, as well as mountainous catchments characterized by heavy precipitations and subsurface flow towards the Rhine alluvial aquifer. The sensitivity of the model to several hydrodynamic parameters was tested, and statistical analysis of simulated and observed piezometric heads and river flows allowed estimating that rivers infiltration accounts for more than three quarters of the water table recharge.

The impact of climate change on the functioning of the basin was then assessed using several general circulation models, SRES emission scenarios and hydrodynamic parameter sets. The climate projections show contrasted trends, which lead to a rather strong dispersion of river flows and piezometric levels responses. However there is a general decline of the aquifer recharge which increases by 2100. Changes in the seasonality of flow are rather homogeneous for all projections. The uncertainty analysis show that the hydrodynamic parameters explain only a small part of variance between models, and that the main sources of uncertainty are the climate models and emission scenarios.

**Keywords:** Hydrogeology, Modelling, Vulnerability, Upper Rhine Basin, Climate change.

